

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

LUIZ HENRIQUE SIELSKI DE OLIVEIRA

MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL
INTERNA PARANAENSE

CURITIBA

2015

LUIZ HENRIQUE SIELSKI DE OLIVEIRA

MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL
INTERNA PARANAENSE

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de concentração em Geologia Ambiental, Setor de Ciências Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial a obtenção do título de doutor em geociências.

Orientador: Prof. Dr. Rodolfo José Angulo

CURITIBA

2015

O48m

Oliveira, Luiz Henrique Sielski de
Morfologia e sedimentologia da plataforma continental interna
paranaense/ Luiz Henrique Sielski de Oliveira. – Curitiba, 2015.
86 f. : il. color. ; 30 cm.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra,
Programa de Pós-graduação em Geologia, 2015.

Orientador: Rodolfo José Angulo .
Bibliografia: p. 79-86.

1. Sedimentos (Geologia) - Transporte. 2. Fundo oceânico - Morfologia. 3.
Campos petrolíferos. 4. Plataforma continental - Paraná. I. Universidade
Federal do Paraná. II. Angulo, Rodolfo José. III. Título.

CDD: 551.4686

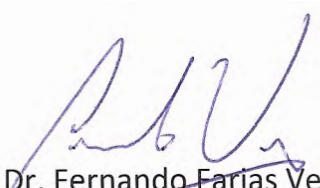
TERMO DE APROVAÇÃO

LUIZ HENRIQUE SIELSKI DE OLIVEIRA

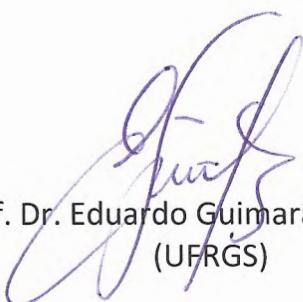
*“MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA PLATAFORMA
CONTINENTAL INTERNA PARANAENSE”*

Tese de doutorado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Ambiental, da Universidade Federal do Paraná, Comissão formada por:

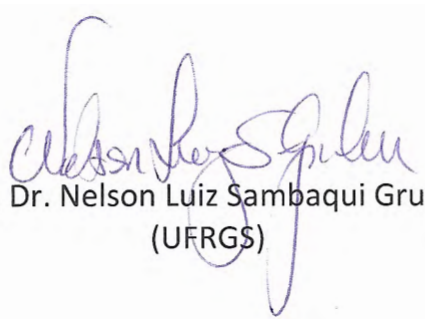
Curitiba, 24 de abril de 2015.



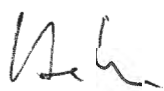
Prof. Dr. Fernando Farias Vesely
(UFPR)




Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza
(UFRGS)



Prof. Dr. Nelson Luiz Sambaqui Gruber
(UFRGS)



Profª. Drª. Helenice Vital
(UFRN)



Prof. Dr. Rodolfo José Angulo
(UFPR)
Presidente

Aos amigos e colegas do Laboratório de Estudos Costeiros. Por todo o incentivo e por suas colaborações.

Aos meus pais pelo suporte e carinho.

E principalmente às pessoas que fizeram esta jornada mais prazerosa, a Lis querida e a Carolina, por tudo que partilhamos e por sua paciência e amor.

AGRADECIMENTOS

À CAPES e ao CNPq pelas bolsas de doutorado. À Comissão Interministerial para Recursos do Mar - CIRM e ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha - PGGM que através do Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira – REMPLAC/Score Sul viabilizaram a coleta de dados sísmicos e parte dos sedimentos. Aos companheiros de longa data e tripulação do Laboratório de Estudos Costeiros – LECost da UFPR; o professor e orientador Rodolfo José Angulo e a professora Maria Cristina de Souza, pelas suas colaborações e companhia; ao meu padrinho na geologia marinha Fernando Alvim Veiga pelo incentivo, pela parceria e contribuições na pesquisa, Maria Aline Lisniowski, Raissa Nogueira, Mylene Nascimento, Florença Bisi, Zé Becker, Marcelo Bogo, Marcelo Eduardo José Müller, Clécio José Lopes de Quadros, Bruno Ivan Simioni e Rafael Witkowski por suas colaborações e amizade. Aos parceiros do Laboratório de Estudos Sedimentológicos – LabESed da UFPR, o professor Luiz Alberto Fernandes e Daniel Paredes pela força nas análises granulométricas. Aos amigos e colegas de trabalho, Marcelo Eduardo José Müller, André Alberti, Joaquim P. B. Neto Jr., pela força e companhia nos trabalhos de campo e durante as análises dos dados. Ao Orlei Negrelo pela identificação das conchas. Ao professor Gilberto Griep e a tripulação do NOc. Atlântico Sul. Ao pessoal do CEPSUL e a tripulação do NPq. Soloncy Moura. Aos barqueiros e amigos, Moisés Motta, Roney, Abrão e Josias. Ao colega, Maurício Noernberg, por conceder um local de trabalho no Centro de Estudos do Mar – CEM da UFPR enquanto realizava as análises de dados em Pontal do Sul.

RESUMO

Modelos de distribuição e transporte de sedimentos e de variações da linha de costa geralmente resumem a complexidade do ambiente costeiro a variáveis simplificadas muitas vezes expressas em termos lineares (e.g. diâmetro médio ou mediano, declividade da face litorânea uniforme e índices que supõem rugosidade do leito homogênea) presumindo uma linearidade que não condiz com as características do ambiente costeiro. Muitos estudos têm sido dedicados à elaboração e aplicação de métricas mais adequadas à variabilidade deste ambiente. O presente estudo tem o objetivo de identificar relações entre a distribuição dos sedimentos, a morfologia e o substrato da plataforma continental interna do Paraná. A hipótese de trabalho é de que o substrato exerce influência sobre a morfologia atual e a dinâmica sedimentar da plataforma interna. Os parâmetros granulométricos e a distribuição espacial dos sedimentos foram analisados a partir de 875 amostras obtidas entre 5 e 30 m de coluna d'água. As formas de fundo foram analisadas por levantamentos sonográficos totalizando 146,687 km de levantamentos com sonar de varredura lateral entre 10 e 35 m de coluna d'água. O substrato da plataforma interna foi investigado por levantamentos em nove linhas sísmicas num total de 194,494 km obtidas com perfilador de subsuperfície 3,5 kHz e por 19 furos de sondagem de 2 m abaixo do leito em 10 m de coluna d'água. Os resultados mostraram uma concentração de siltes finos na região do Superagüi, porção norte da área de estudos, entre 5 e 15 m de profundidade e entre 5 e 10 m nas regiões de Guaratuba e Praia de Leste, porções sul e central da área de estudos respectivamente. As areias médias a grossas ocorreram em áreas isoladas entre 15 e 30 m de profundidade. Dois padrões de reflexão distintos foram identificados nos mosaicos sonográficos associados às formas de fundo plano composto por areias finas e areias médias a grossas com distribuição oblíqua a linha de costa e marcadas pela presença de ondas de areia. As formas de fundo foram interpretadas como formas de fundo ordenadas. Estas são geradas e mantidas por um processo de retroalimentação que atua sobre a seleção dos sedimentos na camada limite de fundo, sustentado pela ação de ondas de tempestades e correntes costeiras. As sondagens evidenciaram a ocorrência de fácies sedimentares compostas por areias muito finas bioturbadas com idades entre 1470 +/- 30 AP e 7170 +/- 30 AP. As linhas sísmicas evidenciaram a ocorrência de paleocanais e vales incisos associados aos afloramentos de sedimentos relíquias e às formas de fundo oblíquas à linha de costa. Foram encontradas relações espaciais entre as feições determinadas pelas sismofácies, dorsais arenosas e afloramentos de sedimentos grossos. O substrato da plataforma interna do Paraná atua como fonte de sedimentos que alimentam as formas de fundo em pequena escala e em maior escala sustentam as barras oblíquas.

Palavras-chave: Distribuição de sedimentos. Formas de fundo. Paleocanais. Plataforma continental interna.

ABSTRACT

Models on sediment transport and distribution and on shoreline changes commonly resumes coastal environment complexity to simplified variables often expressed as linear terms (e.g. mean and median grain diameter, uniform shoreface slope and homogeneous bed roughness). Many studies have been devoted to the development of more appropriate metrics to be applied in order to detail more precisely the variability of this environment. This study aims to identify relationships between the distribution of sediments, morphology and substrate of Paraná inner continental shelf. The working hypothesis is that the substrate influences the present morphology and sediment dynamics of the inner shelf. Particle size distribution parameters and the spatial distribution of sediments were analyzed from 875 samples taken between 5 and 30 m water depth. The bedforms were analyzed by 146,687 km of sonographic surveys with side scan sonar between 10 and 35 m water depth. The substrate of the inner shelf was investigated by 194,494 km of seismic lines obtained with sub bottom profiler 3.5 kHz and 19 submerged boreholes that reached 2 m bellow seabed and were performed at 10 m water depth. The results showed concentration of fine silts between 5 and 15 m below sea surface in the northern region and between 5 to 10 m in central and southern regions of Paraná inner shelf. The medium to coarse sand occurred in isolated areas between 15 and 30 m. Two distinct patterns of backscatter were identified in sonographic mosaics associated with bedforms of plane bed made of fine sand and sand waves composed by medium to coarse sand distributed oblique to the shoreline and marked by the presence of sand waves. The bedforms were interpreted as sorted bedforms. These are generated and maintained by a feedback process that acts on the selection of sediments in the bottom boundary layer, sustained by the action of storm waves and longshore currents. Boreholes indicate the occurrence of sedimentary facies composed by bioturbated very fine sand aged 1470 / - 30 AP and 7170 / - 30 AP. The seismic lines indicate the occurrence of paleo valleys and channels associated with outcrops of relict sediments and oblique sandbars. The substrate influences the morphology of Paraná inner shelf acting as a source of sediments to the bedforms. Spatial relationships were found between seismic features, sand ridges and outcrops of medium to coarse sediments

Key words: Sediment distribution. Bedforms. Paleochannel. Inner continental shelf.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 Localização da área de estudos: (a) amostras de sedimentos superficiais, (b) linhas sísmicas obtidas com perfilador de subsuperfície 3,5 kHz; (c) área dos levantamentos executados com sonar de varredura lateral 340 e 600 kHz. Dados topográficos e batimétricos em metros ETOPO (fonte: Amante e Eakins, 2009) 17
- Figura 3.1 Localização da área de estudo . Imagem Landsat 7 ETM+ de 1999 (fonte: Noernberg et al., 2006). Isóbatas em metros (fonte: cartas náuticas da Diretoria de Hidrografia e Navegação - DHN).21
- Figura 3.2 (a) modelo digital de elevação do relevo e (b) declividade da plataforma interna do Paraná mostrando declives acentuados ($0,1^{\circ}$ - $0,35^{\circ}$), declives suaves ($0,03^{\circ}$ - $0,1^{\circ}$) e fundos planos (inclinações menores que $0,03^{\circ}$). Os declives acentuados próximos da costa indicam a região da face litorânea.....25
- Figura 3.3 Perfis batimétricos transversais apresentando as diferenças morfológicas entre os perfis de Guaratuba, Praia de Leste e Superagüi e perfis longitudinais evidenciando a ocorrência de cristas e depressões (para localização dos perfis ver figura 3.2).26
- Figura 3.4 Histogramas representando as ocorrências de sedimentos de acordo com (a) diâmetro médio, (b) teores de matéria orgânica e (c) carbonatos...27
- Figura 3.5 Teores de carbonatos (+) e matéria orgânica (●) em relação ao diâmetro médio.27
- Figura 3.6 Diâmetro médio e grau de seleção dos sedimentos da plataforma interna do Paraná.....31
- Figura 3.7 Diagrama bivariado do diâmetro médio contra o grau de seleção (MBS – Muito bem selecionado, MS – Moderadamente selecionado e PS – Pobremente selecionado).....31
- Figura 3.8 Curvas de distribuição típicas dos sedimentos da face litorânea superior (a) areias muito finas bem selecionadas com modas entre 0,075 e 0,105 mm e (b) areias finas moderadamente bem selecionadas, apresentam teores entre 20 e 40% na fração areia muito fina.....33

Figura 3.9	Curvas de distribuições típicas dos siltes bimodais encontrados na face litorânea as modas se concentram em (a) siltes e (b) areias finas e muito finas.....	34
Figura 3.10	Curvas de distribuição das areias muito finas pobremente selecionadas (a) bimodais e (b) assimétricas no sentido dos finos.....	35
Figura 3.11	Curvas de distribuição das areias da plataforma (a) areias finas e (b) muito finas bem selecionadas.	35
Figura 3.12	Curvas de distribuição (a) areias médias bem selecionadas com modas entre 0,213 e 0,303 mm e (b) areias médias e grossas com modas acima de 0,500 mm ou distribuições bimodais.	36
Figura 3.13	Mapas da plataforma interna destacando a distribuição dos padrões: (1) areias muito finas a finas bem selecionadas próximas a costa; (2) sedimentos lamosos; (3) areias lamosas; (4) areias da plataforma interna; (5) areias médias a grossas. Localização (a) Guaratuba, (b) Praia de Leste e (c) Superagüi.....	37
Figura 3.14	Perfis transversais e longitudinais traçando a relação entre a morfologia e os sedimentos (para localização ver figura 3.2). As linhas cinzas nos perfis correspondem ao diâmetro médio dos sedimentos e em preto a profundidade.	41
Figura 4.1	Áreas dos levantamentos geofísicos realizados com sonar de varredura lateral (A, B, C e D) na região central da plataforma interna do Paraná. 1) areias muito finas bem selecionadas próximas à costa, 2) areias lamosas, 3) areias médias a grossas, 4) areias finas bem selecionadas típicas da plataforma interna 5) sedimentos lamosos.	46
Figura 4.2	Localização dos furos de sondagem executados na área do levantamento sonográfico (A) (para localização ver figura 4.1). 1) areias muito finas bem selecionadas próximas à costa, 2) areias lamosas, 3) areias médias a grossas, 4) areias finas bem selecionadas típicas da plataforma interna	48
Figura 4.3	Seções transversais e longitudinais constituídas pelos furos de sondagem realizados na área A (ver localização na figura 4.2).....	48

Figura 4.4 Exemplos dos padrões de reflexão encontrados nos sonogramas: (OA) padrão de reflexão com ondas de areia em áreas contínuas e extensas; (L) padrão de reflexão com ondas de areia incipientes distribuídas em lineamentos; (LP) padrão de reflexão de leito plano	50
Figura 4.5 Mosaicos sonográficos em profundidade de 35 m (A) e 10 m (B) e (C). Detalhe do contato faciológico entre os padrões OA e LP (B). O padrão OA chega a 1000 m de largura (A). Lineamentos de sedimentos grossos (C). As áreas em preto não apresentam dados.....	51
Figura 4.6 Mosaico sonográfico em área de contato entre sedimentos grossos e areias finas típicas da plataforma interna. (1) areias lamosas (2) areias finas bem selecionadas típicas da plataforma (3) areias médias a grossas.....	52
Figura 4.7 Seção transversal a-a' (localização na figura 4.3) em região de leito plano. A linha cinza representa a superfície do leito, (h) a altura do testemunho, (d) a distância entre as sondagens fora de escala, unidades em metros.	54
Figura 4.8 Seção transversal c-c' (figura 4.3) em região de contato faciológico entre os padrões de reflexão de ondas de areia e leito plano. A linha cinza representa a superfície do leito, (h) a altura do testemunho, (d) a distância entre as sondagens fora de escala, unidades em metros.	55
Figura 4.9 Seção transversal e-e' (figura 4.3) em região de contato faciológico entre os padrões de reflexão de ondas de areia e leito plano. A linha cinza representa a superfície do leito, (h) a altura do testemunho, (d) a distância entre as sondagens fora de escala, unidades em metros.	56
Figura 4.10 Seção longitudinal i-i' (localização na figura 4.3) em região de contato faciológico entre os padrões de reflexão de ondas de areia e leito plano. A linha cinza representa a superfície do leito, (h) a altura do testemunho, (d) a distância entre as sondagens fora de escala, unidades em metros.	57
Figura 4.11 perfil longitudinal f-f' (localização na figura 4.3) em região de contato faciológico entre os padrões de reflexão de ondas de areia e leito plano. A linha cinza representa a superfície do leito, (h) a altura do testemunho, (d) a distância entre as sondagens fora de escala, unidades em metros.	58

Figura 4.12 Seção longitudinal g-g' (localização na figura 4.3) em região de contato faciológico entre os padrões de reflexão de ondas de areia e leito plano. A linha cinza representa a superfície do leito, (h) a altura do testemunho, (d) a distância entre as sondagens fora de escala, unidades em metros.	59
Figura 4.13 Seção longitudinal h-h' (localização na figura 4.3) em região de contato faciológico entre os padrões de reflexão de ondas de areia e leito plano. A linha cinza representa a superfície do leito, (h) a altura do testemunho, (d) a distância entre as sondagens fora de escala, unidades em metros.	60
Figura 4.14 Perfil esquemático da barreira de Praia de Leste (modificado de Angulo <i>et al.</i> , 2009). (1) substrato pleistocênico, (2) barreira holocênica, (3) paleolaguna holocênica, (4) sedimentos aluviais, (5) sedimentos da plataforma interna, (6) superfície de ravinamento, (7) isócronas (deste estudo), (8) limites das associações de fácies, (9) isócronas (Souza, 2005), (10) locação dos furos de sondagem; (bf) face praial, (us) face litorânea superior, (ms) face litorânea intermediária, (is) face litorânea inferior.	63
Figura 5.1 Localização da área de estudo. (1 – 8) perfis sísmicos longitudinais entre perfis sísmicos (O) perfil sísmico transversal a plataforma interna do Paraná.....	68
Figura 5.2 Linhas sísmicas 01 a 06 adquiridas na região da plataforma interna do Paraná entre 20 e 15 m de profundidade. (1) superfície do leito, (2) estruturas de preenchimento, (3) superfície limite das feições sismoestratigráficas (4) múltipla da superfície do leito (5) indicação das sismofácies associadas a anomalias batimétricas.	71
Figura 5.3 Linhas sísmicas 07 e 08 adquiridas na região da plataforma interna do Paraná em torno de 15 m de profundidade. (1) superfície do leito, (2) estruturas de preenchimento, (3) superfície limite das feições sismoestratigráficas (4) múltipla da superfície do leito (5) indicação das sismofácies associadas a anomalias batimétricas.	72

Figura 5.4 Linha sísmica O transversal a plataforma interna do Paraná. (1) superfície do leito, (2) estruturas de preenchimento, (3) superfície limite das feições sismoestratigráficas (4) múltipla da superfície do leito (5) indicação das sismofácies associadas a anomalias batimétricas.73

Figura 5.5 Afloramento de vale inciso associado a morfologia atual. (1) superfície do leito, (2) estruturas de preenchimento, (3) superfície limite das feições sismoestratigráficas (4) múltipla da superfície do leito (5) indicação das sismofácies associadas a anomalias batimétricas. Note as anomalias na superfície do leito no gráfico acima (exagero vertical 100 vezes) e a correspondência com feições indicadas pelas setas.....73

LISTA DE QUADROS

Quadro 3.1 Características granulométricas dos sedimentos	29
Quadro 3.2 Agrupamento dos sedimentos de acordo com as características das curvas granulométricas e distribuição espacial dos sedimentos.	32
Quadro 4.1 Fácies identificadas nos testemunhos de sondagem.	53
Quadro 4.2 Datações realizadas nos testemunhos	59

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	12
1.1 OBJETIVOS	15
1.2 MATERIAIS E MÉTODOS	15
2. ESTRUTURAÇÃO DA TESE	18
3. DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS E MORFOLOGIA DO FUNDO DA PLATAFORMA INTERNA DO PARANÁ	19
3.1 INTRODUÇÃO	19
3.1.1 Área de estudo	20
3.2 MATERIAIS E MÉTODOS	23
3.3 RESULTADOS	24
3.3.1 Morfologia da plataforma interna do Paraná	24
3.3.2 Características dos sedimentos	26
3.3.3 Distribuição espacial dos sedimentos	30
3.3.4 Padrões dos sedimentos	32
3.4 DISCUSSÃO	36
3.5 CONCLUSÃO	41
4. FORMAS DE FUNDO NA PLATAFORMA INTERNA DO PARANÁ	43
4.1 INTRODUÇÃO	43
4.1.1 Área de estudo	45
4.2 MATERIAIS E MÉTODOS	46
4.3 RESULTADOS	49
4.3.1 Formas de fundo da plataforma interna do Paraná	49
4.3.2 Relações entre as formas de fundo e o substrato	52
4.4 DISCUSSÃO	60
4.5 CONCLUSÃO	65
5. FEIÇÕES SÍSMICAS RELACIONADAS À MORFOLOGIA DA PLATAFORMA INTERNA DO PARANÁ	66
5.1 INTRODUÇÃO	66
5.1.1 Área de estudo	67
5.2 MATERIAIS E MÉTODOS	68
5.3 RESULTADOS	69
5.4 DISCUSSÃO	74
5.5 CONCLUSÃO	75
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	76
7. REFERÊNCIAS	79

1. INTRODUÇÃO

Plataformas continentais internas são definidas como a porção mais rasa da plataforma continental cujo leito está frequentemente sujeito a atuação dos movimentos oscilatórios gerados por ondas (Wright, 1995). Como um ambiente deposicional marinho raso as plataformas continentais são originadas pelo acúmulo de material siliciclástico ou carbonático. Os primeiros modelos de sedimentação em plataformas continentais apresentavam a ideia de seleção progressiva na qual haveria uma diminuição da granulação dos sedimentos costa a fora conforme diminui a energia dos processos físicos responsáveis pela mobilização de partículas nestes ambientes (Johnson, 1919; Marr, 1929). Esta suposição foi baseada em modelos empíricos de larga escala e em interpretações de registros estratigráficos em rochas sedimentares (Marr, 1929), porém a distribuição dos sedimentos nas plataformas atuais ainda era pouco conhecida. Posteriormente, levantamentos sobre a composição sedimentar do leito marinho em escalas regional e local reconheceram que nem a granulação nem a distribuição de sedimentos em plataformas continentais apresentam uma variação regular desde a linha de costa até a quebra da plataforma (e.g. Curray, 1960; 1965; Frazier, 1974; Suter, 1987).

O termo relíquia, designado para sedimentos que não estão em equilíbrio com dinâmica atual do ambiente deposicional (Shepard, 1932; Emery, 1968) se refere ao produto de uma deposição pretérita. Swift *et al.* (1971) introduziram o conceito de sedimentos palimpsestos para aqueles sedimentos que são produto de uma deposição pretérita, mas encontram-se sujeitos ao retrabalhamento por processos correspondentes ao regime hidrodinâmico atual. A sistematização de uma classificação baseada nos processos de suprimento e distribuição de sedimentos que mesclam características de depósitos modernos e relíquias foi tema do trabalho de McManus (1975).

O conhecimento sobre os mecanismos de transporte e deposição de sedimentos em plataformas avançou muito nas últimas décadas, mas permanece como um assunto em discussão (e.g. Wright, 1995; Dalrymple e Cummings, 2004; Murray e Thieler 2004; Walsh e Nittrouer, 2009). A atuação de vários processos de suprimento e distribuição de sedimentos é reconhecida por Wright (1995). Em

relação ao suprimento os sedimentos são fornecidos a partir de canais fluviais ou estuários para a plataforma por processos como fluxos gravitacionais, de densidade, geostróficos ou fluxos combinados (e.g. fluxos que combinam movimentos oscilatórios bidirecionais decorrentes de ação de ondas e unidirecionais devido à ação de correntes). Ao passar o domínio da praia e aportar na plataforma os sedimentos podem ser depositados próximos à costa ou transportados paralela ou transversalmente à costa até regiões mais profundas da plataforma (Wright, 1995). Além do suprimento de sedimentos, a constituição de um depósito de plataforma depende do espaço de acomodação. Se a taxa de aporte de sedimentos é maior do que a criação de espaço de acomodação a plataforma é configurada pelo domínio de suprimento ou regressivo, e se o suprimento não é suficiente para preencher o espaço disponível então se configura um domínio de acomodação ou transgressivo (Swift e Thorne, 1991). Plataformas dominadas por acomodação apresentam paleocanais preservados em sua morfologia atual enquanto em plataformas dominadas por suprimento os paleocanais são preenchidos e soterrados. Um exemplo de plataforma dominada por suprimento é encontrado no sul do Brasil, Abreu e Caliari (2005) descrevem paleocanais preenchidos a cerca de 9 m abaixo da superfície do leito na região do Rio Grande do Sul. No nordeste brasileiro Vital *et al.* (2008) descrevem os paleocanais e vales incisos na plataforma do Rio Grande do Norte. Estes apresentam-se expostos e parcialmente preenchidos, caracterizando um ambiente dominado por acomodação.

A interação entre os sedimentos superficiais depositados na plataforma e o regime hidrodinâmico pode ser influenciada pelo arcabouço geológico e pela topografia do ambiente pretérito de modo que favorece o desenvolvimento de formas de fundo no leito marinho (Duke, 1985; Amos *et al.*, 1988; Amos *et al.*, 1996; Li e Amos, 1999; Bastos *et al.* 2003). Browder e McNinch (2006) descrevem uma correlação espacial entre a ocorrência de paleocanais e a morfologia da zona litorânea (*nearshore*), onde barras oblíquas à costa ocorrem associadas a afloramentos de cascalho. Formas de fundo geradas sob regime de tempestade incluem as formas de fundo ordenadas (*sorted bedforms*) (Murray e Thieler, 2004) ou depressões erosivas com marcas onduladas (*rippled scour depressions*) (Cacchione, 1984). A ocorrência de depressões erosivas com marcas onduladas foi relacionada a uma concentração de correntes que transportam sedimentos transversalmente a costa removendo sedimentos mais finos e favorecendo a

escavação de uma depressão onde se concentram sedimentos grossos que se ordenam em marcas onduladas (Cacchione, 1984). Uma nova hipótese sobre o processo de formação das marcas onduladas envolve movimentos originados por ondas e correntes e a interação destes com os sedimentos grossos produzindo turbulências que impedem a deposição de material fino, que é carregado por fluxos laminares próximos ao leito e se depositam em áreas de areias finas (Murray e Thielér, 2004). Este processo de auto-organização das formas de fundo é mantido por retroalimentação depositando areias grossas em áreas de areias grossas e areias finas em áreas de areias finas (Murray e Thielér, 2004). Ao longo do tempo pequenas feições interagem umas com as outras dando origem a feições bem organizadas de larga escala. Murray e Thielér (2004) sugerem que se chamem as feições produzidas por este processo de formas de fundo ordenadas. Estas feições se alimentam dos sedimentos do próprio leito e podem ser relacionadas a uma migração de sedimentos modernos sobre o substrato relíquia (Murray e Thielér, 2004; Goff *et al.* 2005). Na costa do Paraná ocorrências de areias médias a grossas entre 10 e 14 m de profundidade foram relacionadas a feições batimétricas oblíquas a linha de costa na plataforma interna do Paraná (Veiga e Angulo, 2003). Se estas feições se comportam como formas de fundo ordenadas é possível que a plataforma interna do Paraná tenha sua morfologia controlada pelas características dos substratos relíquias além da ação de ondas e tempestades.

A complexidade da dinâmica sedimentar representada na influência dos paleoambientes sobre a distribuição dos sedimentos e a morfologia do leito marinho na plataforma interna é o tema deste trabalho. A hipótese tratada aqui é de que o substrato antecedente exerce influência sobre a dinâmica sedimentar e a morfologia atual da plataforma interna. O depósito sedimentar da plataforma interna atual é pouco espesso e o déficit de sedimentos promove o retrabalhamento e afloramento de substratos mais antigos.

1.1 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo identificar as relações entre a distribuição dos sedimentos, a morfologia e o substrato da plataforma continental interna do Paraná. Para tanto os objetivos específicos foram: (a) investigar a distribuição espacial dos sedimentos superficiais; (b) investigar a ocorrência de sedimentos grossos e a relação da distribuição de fácies sedimentares com as formas de fundo na porção central da plataforma continental interna do litoral paranaense; (c) investigar o histórico geológico da plataforma interna do Paraná e sua relação com a morfologia do ambiente atual.

1.2 MATERIAIS E MÉTODOS

A análise de sedimentos foi realizada sobre 875 amostras coletadas com draga tipo *Van-Veen* na plataforma interna do Paraná (figura 1.1). Destas, 429 amostras correspondem a dados secundários que foram reanalisados obtidos nas regiões central e norte da área de estudo na faixa de 5 a 15 m de profundidade por Veiga *et al.*, (2005) e Simioni e Veiga (2008). As demais 446 amostras foram coletadas no âmbito do Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (REMPLAC) entre 5 e 15 m nas regiões sul e norte da área de estudo e ao longo da faixa de 10 a 30 m de profundidade em toda a extensão da plataforma interna entre as Barras do Saí e do Ararapira.

As análises granulométricas foram efetuadas segundo o método de peneiramento para as frações de areia a grânulo ($> 0,063$ mm) (Folk, 1965) e pelo método de pipetagem para as frações de finos ($< 0,063$ mm) (Carver, 1971). Os parâmetros granulométricos foram obtidos pelo método dos momentos utilizando o pacote estatístico GRADISTAT v. 8.0 (Blott e Pye, 2001) seguindo a nomenclatura de Folk e Ward (1957) e a escala granulométrica de Wentworth (1922). O teor de carbonatos totais foi obtido pelo método de lixiviação ácida (Milliman, 1974). O teor de matéria orgânica foi obtido por calcinação WLOI (*weight loss on ignition*) (Wang

et al. 2011, adaptado de Davies, 1974). Os resultados das análises granulométricas foram separados de acordo com os padrões das curvas de distribuição granulométrica identificados por medidas de tendência central, dispersão e assimetria.

O levantamento sobre as formas de fundo foi realizado com sonar de varredura lateral de baixa e alta resolução (340 e 600 kHz, respectivamente) na região da plataforma interna de Praia de Leste entre 10 e 35 m de profundidade (figura 1.1). As linhas geofísicas foram adquiridas com comprimentos entre 500 m e 9 km num total de 146,687 km, alcance lateral entre 50 e 75 m para cada lado e recobrimento de 20% entre linhas, de modo a compor um mosaico com os sonogramas adquiridos. Foram aplicados filtros de ganho TVG (*time variable gain*) e AGC (*automatic gain control*) e correções de rastreo de fundo (*bottom tracking*) para cada sonograma de acordo com a qualidade do sinal. Com os sonogramas processados foram elaborados os mosaicos sonográficos para todas as áreas levantadas.

Para caracterização das fácies sedimentares foram executados 19 furos de sondagem de 2 m de comprimento e 50 mm de diâmetro na região entre o pico de Matinhos e o Arquipélago de Itacolomis. As sondagens foram realizadas por percussão manual em mergulho autônomo. Os testemunhos foram cortados em laboratório e as fácies foram identificadas de acordo com a textura dos sedimentos e a presença ou ausência de estruturas, bioclastos e bioturbação. A distribuição dos furos de sondagem permitiu a execução de perfis transversais e longitudinais o que possibilitou a identificação de continuidades laterais entre as fácies.

A idade do depósito foi estimada pela datação de bioclastos pelo método ^{14}C convencional AMS calibrado. Foram selecionadas pequenas conchas inteiras, de até 5 mm, que não apresentaram marcas de abrasão devido ao transporte por longas distâncias e portanto foram depositadas aproximadamente no estrato amostrado.

Os dados geofísicos de sísmica rasa foram obtidos com perfilador de subsuperfície tipo *chirp* com frequência de 3,5 kHz e 2 kW de potência e um *array* de quatro transdutores com capacidade de penetração em sedimentos até 100 m com menos de 10 cm de resolução. As linhas sísmicas foram adquiridas em oito perfis paralelos à linha de costa e um perfil transversal (figura 1.1) em cruzeiro realizado a

bordo do Navio Oceanográfico Atlântico Sul, da Universidade Federal do Rio Grande, com recursos do projeto REMPLAC. As linhas totalizam 194,494 km e foram planejadas de modo a interceptar as áreas de sedimentos mais grossos da plataforma interna no intuito de verificar a relação destes sedimentos com depósitos pretéritos. Os dados foram processados pela aplicação de filtros para remoção de ruídos e compensação de ondas e por ajustes de ganho AGC e TVG.

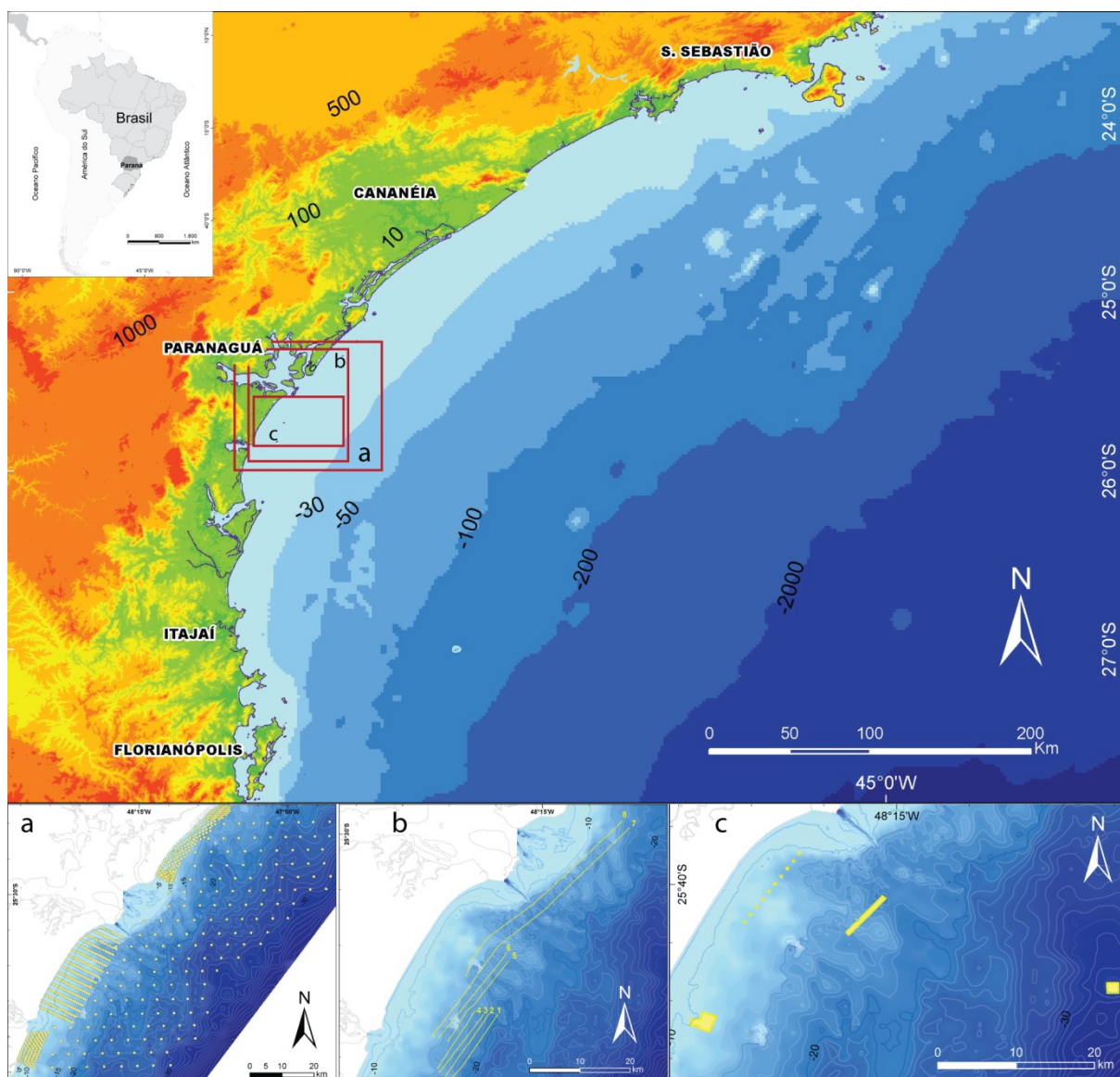


Figura 1.1 Localização da área de estudos: (a) amostras de sedimentos superficiais, (b) linhas sísmicas obtidas com perfilador de subsuperfície 3,5 kHz; (c) área dos levantamentos executados com sonar de varredura lateral 340 e 600 kHz. Dados topográficos e batimétricos em metros ETOPO (fonte: Amante e Eakins, 2009)

2. ESTRUTURAÇÃO DA TESE

Os capítulos que se seguem são apresentados em forma de artigos científicos de acordo com as etapas de pesquisa adotadas para responder as questões propostas nos objetivos da tese. O capítulo 3 trata da caracterização dos sedimentos superficiais da plataforma interna do Paraná e explora as relações entre a distribuição espacial dos sedimentos e a morfologia do leito. O capítulo 4 sugere que as feições morfológicas tipo cristas oblíquas à costa correspondem às formas de fundo ordenadas regidas por auto-organização e retroalimentação entre fluxos laminares oscilatórios e os sedimentos de maneira a promover o afloramento de substratos relíquias. O capítulo 5 aborda a relação de feições sísmicas de subsuperfície do leito da plataforma interna do Paraná com afloramentos de areias médias a grossas e a morfologia de fundo. O capítulo 6 encerra a tese com as considerações finais.

3. DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS E MORFOLOGIA DO FUNDO DA PLATAFORMA INTERNA DO PARANÁ, SUL DO BRASIL

3.1 INTRODUÇÃO

Plataformas internas desempenham um importante papel na morfodinâmica costeira pois atuam como via de transporte de sedimentos entre a plataforma e a costa. O entendimento dos mecanismos de transporte e deposição de sedimentos em plataformas e da interação entre a morfologia do fundo e os depósitos sedimentares avançou muito nas últimas décadas principalmente pela aplicação de novas tecnologias como batimetria multifeixe (Clarke, 2012) e conjuntos de equipamentos óticos e acústicos que simultaneamente medem fluxos fluídos, morfologia do fundo, e transporte de sedimentos (Williams, 2012; Wright, 2012). Com objetivo de entender e prever alterações em diferentes escalas espaciais no ambiente costeiro foram desenvolvidos diversos modelos como de transporte de sedimentos e de variação da linha de costa (e.g. Dean, 1977, 1991; Le Roux, 2005). Apesar de serem amplamente empregados estes modelos resumem a heterogeneidade do ambiente fazendo uso de variáveis simplificadas (e.g. diâmetro médio ou mediano, declividade da face litorânea e rugosidade do leito uniformes) presumindo uma linearidade que não condiz com as características do ambiente costeiro. Neste sentido muitos trabalhos se dedicam a análise crítica dos modelos e a elaboração de métricas mais adequadas a serem aplicadas com objetivo de detalhar mais precisamente a variabilidade do ambiente costeiro (e.g. Cooper e Pilkey, 2004; McNinch e Miselis, 2012).

Cerca de 60 a 80% das regiões costeiras do mundo apresentam algum tipo de heterogeneidade sedimentar, entretanto a influência da variabilidade dos sedimentos é frequentemente subestimada (Holland e Elmore, 2008). O levantamento de parâmetros sedimentológicos e morfológicos é primordial para a compreensão da estrutura, dinâmica e processos que atuam sobre a plataforma interna. Há muitas razões para prestar mais atenção na influência das características dos sedimentos nos processos de transporte. Por exemplo,

sedimentos heterogêneos apresentam comportamento distinto sob a ação de fluxos laminares oscilatórios. Sedimentos heterogêneos compostos por grãos com tamanho entre 0,2 e 1,0 mm não apresentam diferenças nas taxas totais de transporte líquido quando comparados a sedimentos uniformes, mas se sedimentos muito finos ($D = 0,13$ mm) estiverem presentes na mistura, as taxas totais de transporte líquidos são reduzidas em comparação aos sedimentos uniformes de mesmo diâmetro mediano (Hassan e Ribberink, 2005).

O objetivo deste capítulo é investigar a distribuição espacial de sedimentos na plataforma interna do Paraná e sua relação com a morfologia de fundo com atenção aos parâmetros granulométricos que melhor definem a heterogeneidade dos sedimentos. O capítulo inicia com uma caracterização geral da geologia e características físicas da costa do Paraná. Segue com os métodos aplicados para coleta e análises dos dados. Os resultados foram divididos entre as características morfológicas e a descrição dos arranjos dos sedimentos. Atenção especial foi dada às distribuições das curvas granulométricas para a determinação de distintos grupos de sedimentos.

3.1.1 Área de estudo

A área de estudo tem aproximadamente 100 km de comprimento, entre as desembocaduras do rio Saí-Guaçu, ao sul, e do Mar do Ararapira, ao norte. A largura é de 30 km entre as isóbatas de 5 e 30 m, perfazendo uma área em torno de 3.000 km² (Figura 3.1). Esta faz parte da plataforma continental sudeste brasileira, que se caracteriza pela sua amplitude e baixa declividade, na ordem de 1/1000, e cuja quebra se situa a cerca de 200 km da costa em torno de 200 m de profundidade. A região costeira nesta área apresenta um relevo montanhoso escarpado caracterizado pela Serra do Mar e planícies costeiras (Dominguez, 2009). As planícies costeiras se estendem em até 55 km de largura e são compostas basicamente por barreiras pleistocênicas e holocênicas e depósitos paleoestuarinos (Angulo *et al.* 2009). As barreiras holocênicas são regressivas (Lessa *et al.*, 2000) formadas após nível do mar máximo do Holoceno, de 2 a 3,5 m, entre 5.000 a 7.000

AP (Angulo *et al.*, 2006). A barreira holocênica de Praia de Leste se distingue das demais barreiras regressivas descritas na literatura por apresentar alto conteúdo de sedimentos finos, detritos vegetais e uma predominância de estratificação cruzada tipo *swalley* nas porções média e inferior da face litorânea (Souza *et al.*, 2012).

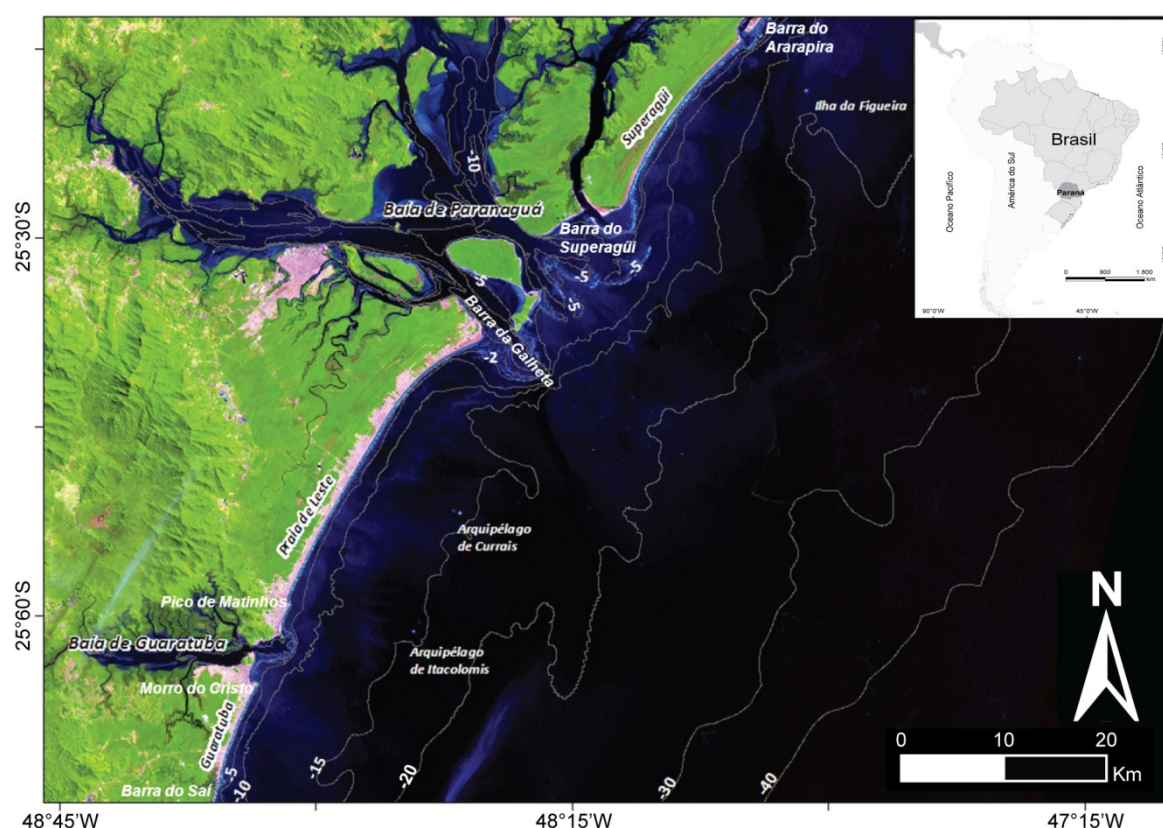


Figura 3.1 Localização da área de estudo. Imagem Landsat 7 ETM+ de 1999 (fonte: Noernberg *et al.*, 2006). Isóbatas em metros (fonte: cartas náuticas da Diretoria de Hidrografia e Navegação - DHN).

As praias do Paraná são predominantemente intermediárias com duas barras na zona de surfe. A ocorrência de agitações marítimas associadas à passagem de frentes frias produzem variações volumétricas de sedimentos significativas de até $95,2 \text{ m}^3/\text{m}$ (Quadros *et al.*, 2007). A linha de costa oceânica é interrompida pela ocorrência dos estuários das baías de Paranaguá e Guaratuba e pelas desembocaduras do rio Saí-Guaçu e do Mar da Arapira. Ocorrem ainda pequenos sangradouros intermitentes ao longo dos arcos praias, principalmente na região central da costa. Os principais cursos fluviais, tanto das bacias hidrográficas da Serra do Mar quanto das planícies costeiras, desembocam nos estuários das baías de Paranaguá e Guaratuba, de maneira que o aporte de sedimentos na plataforma

interna paranaense se restringe aos sedimentos carregados pelas correntes vazantes dos estuários da região (Veiga *et al.*, 2006; Angulo *et al.*, 2009). Tendo em vista a escassez de aporte de sedimentos por via fluvial e que as barreiras holocênicas no Paraná são mais desenvolvidas que no extremo norte do Estado de Santa Catarina, Lessa *et al.* (2000) sugerem que a acreção destas barreiras no Paraná se deu pelo transporte longitudinal de sedimentos provenientes do sul.

As direções principais de propagação de ondas na plataforma interna são de SSE e SE, associados à atuação de ciclones subtropicais, com altura de onda significativa entre 0,5 a 1,5 m e período predominantes entre 6 e 9 segundos (Nemes e Marone, 2013). Os valores máximos para altura significativa e período podem chegar a 7,3 m e 15 segundos na quebra da plataforma (Pianca *et al.* 2010) e 5 m e 17 segundos próximos à costa (Nemes e Marone, 2013). O regime de marés é de micromaré semidiurna com amplitude média de 1,4 m em mar aberto (Marone e Jamiyanaa, 1997).

Os sedimentos que recobrem a plataforma sudeste brasileira na latitude de Paranaguá variam entre areia fina a lama (Figueiredo e Tessler, 2004). Há aparente diminuição da granulação da costa para o talude sendo que a transição entre areia muito fina e lama ocorre próxima dos 100 m de profundidade. Na região central da plataforma interna paranaense, até a profundidade de 15 m predominam areias finas com algumas ocorrências de areias médias a grossas e areias muito finas com teores de lama entre 10 e 40% (Veiga *et al.*, 2005). As areias médias a grossas entre 10 e 14 m de profundidade na região central da costa paranaense foram associadas a feições batimétricas oblíquas a linha de costa (Veiga e Angulo, 2003). Os depósitos de sedimentos com teores de finos entre 10 e 40% foram relacionados ao suprimento por plumas estuarinas (Veiga *et al.*, 2006). Sedimentos finos também foram encontrados em testemunhos de sondagem entre 14 e 16 m de profundidade sob uma camada de pelo menos 30 cm abaixo do leito e apresentaram idade pleistocênica entre 40.000 e 46.000 ^{14}C AP relacionados a ambientes paleolagunares (Veiga *et al.*, 2006).

3.2 MATERIAIS E MÉTODOS

A área de estudo foi dividida em um setor de 10 a 30 m de profundidade abrangendo toda a extensão da costa do Paraná e três setores entre 5 e 10 m de profundidade: (1) Guaratuba, ao sul, entre a desembocadura do Rio Saí e o Morro do Cristo, (2) Praia de Leste na região central entre o Pico de Matinhos e a Barra da Galheta e (3) Superagüi ao norte, entre a Barra do Superagüi e a Barra do Ararapira. Os sedimentos de fundo foram analisados a partir de 875 pontos coletados com draga tipo *Van-Veen*. 429 amostras correspondem a dados secundários que foram reanalisados. Estas foram obtidas nas regiões central e norte da área de estudo na faixa de 5 a 15 m de profundidade por Veiga *et al.*, (2005) e Simioni e Veiga (2008). As demais 446 amostras foram coletadas no âmbito do Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (REMPLAC) entre 5 e 15 m nas regiões sul e norte da área de estudo e ao longo da faixa de 10 a 30 m de profundidade em toda a extensão da plataforma interna entre as Barras do Saí e do Ararapira.

As análises granulométricas foram efetuadas segundo o método de peneiramento para as frações de areia a grânulo ($> 0,063$ mm) (Folk, 1965) e pelo método de pipetagem para as frações de finos ($< 0,063$ mm) (Carver 1971). Os parâmetros granulométricos foram obtidos pelo método dos momentos utilizando o pacote estatístico GRADISTAT v. 8.0 (Blott e Pye, 2001) seguindo a classificação de Folk e Ward (1957) e a escala granulométrica de Wentworth (1922). O teor de carbonatos totais foi obtido pelo método de lixiviação ácida (Milliman, 1974). O teor de matéria orgânica foi obtido por calcinação WLOI (*weight loss on ignition*) (Wang *et al.* 2011, adaptado de Davies, 1974). Os resultados das análises granulométricas foram separados de acordo com os padrões das curvas de distribuição granulométrica expressos pelas medidas de tendência central, dispersão e assimetria. As associações entre os padrões de sedimentos foram determinadas com base nos parâmetros granulométricos, na distribuição espacial e na morfologia da plataforma interna.

As feições morfológicas foram interpretadas sobre um modelo digital de elevação do terreno obtido pela interpolação de mínima curvatura (Franke, 1982) de

dados batimétricos. Os dados batimétricos utilizados no modelo foram extraídos das cartas náuticas digitais da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil. As cartas utilizadas foram: 1830 em escala 1:89 459, 1803 em escala 1:25 000, 1820 em escala 1:100 000 e 1821 em escala 1:25 000. Feições morfológicas foram definidas como declives acentuados, com inclinações entre 0,10 e 0,35 graus, declives suaves com inclinações entre 0,1 e 0,03 graus e fundos planos com inclinações menores que 0,03. Depressões pontuais foram definidas por áreas rebaixadas limitadas por aclives no entorno. Depressões contíguas foram identificadas por de algoritmos de detecção de direção, acúmulo e escoamento de fluxo (Tarboton *et al.*, 1991, Tarboton 1997) e cristas foram determinadas pelas regiões mais elevadas entre depressões contíguas. Os dados foram processados a fim de remover anomalias do relevo que podem influenciar a determinação do escoamento (Conti e Furtado, 2006 e Jenson e Domingue, 1988).

3.3 RESULTADOS

3.3.1 Morfologia da plataforma interna do Paraná

A morfologia da plataforma interna do Paraná compreende feições tais como declives acentuados, fundos planos, depressões pontuais, depressões contíguas e cristas (figura 3.2). Os declives acentuados, com gradiente de até 0,35 graus próximos à costa apresentaram quebras de declividade entre 10 e 15 m de profundidade e ocorrem em uma área de 170 km². Nos setores de Guaratuba e Praia de Leste as quebras ocorreram em torno de 10 metros de profundidade e no Superagüi em 15 m indicando a base da transição entre a face litorânea inferior e a zona de transição costa a fora (figura 3.2).

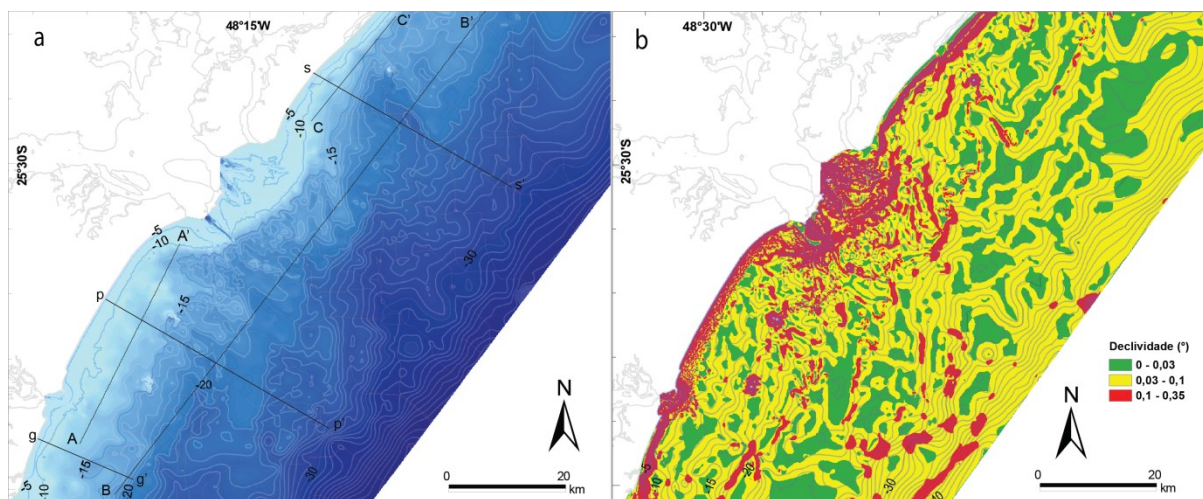


Figura 3.2 (a) modelo digital de elevação do relevo e (b) declividade da plataforma interna do Paraná mostrando declives acentuados ($0,1^\circ - 0,35^\circ$), declives suaves ($0,03^\circ - 0,1^\circ$) e fundos planos (inclinações menores que $0,03^\circ$). Os declives acentuados próximos da costa indicam a região da face litorânea.

Cristas foram encontradas com até 2 m de altura e 4 km de comprimento, associadas às depressões contíguas conectam-se a face litorânea até 12 m de profundidade e ao delta de desembocadura da baía de Paranaguá entre 12 e 18 m. Em torno de 20 m de profundidade estas feições encontram-se mais esparsas e podem atingir até 6 km de extensão (figura 3.3). Em Guaratuba, a partir de 10 m de profundidade, a quebra de declividade incide num declive suave de $0,05$ graus e na ocorrência de um fundo plano de $0,001$ graus em torno de 12 m de profundidade. Na faixa entre 15 e 20 m de profundidade ocorrem feições de cristas e depressões contíguas seguidas de um declive suave com $0,04$ graus. A partir da profundidade de 20 m as feições são menos pronunciadas, mas também denotam um sistema de cristas e depressões contíguas. Em Praia de Leste foram evidenciados fundos planos com cerca de $0,007$ graus aos 10 m de profundidade, na base do declive acentuado da face litorânea. Declives acentuados ocorrem desde a base dos fundos planos até aproximadamente 16 m de profundidade. Declives suaves predominam entre 16 e 23 m e são seguidos por declives acentuados até a profundidade de 30 m. Uma depressão foi evidenciada na base da face litorânea, ao norte da área de estudos, em Superagüi a partir da qual, entre 12 e 20 m de profundidade, predominam declives acentuados com $0,12$ graus de inclinação. Aos 20 m ocorrem fundos planos com até 10 km de extensão até a transição para um declive suave

que se prolonga até os 30 m de profundidade. A plataforma na região do Superagüi é mais profunda comparada aos setores de Praia de Leste e Guaratuba (figura 3.3).

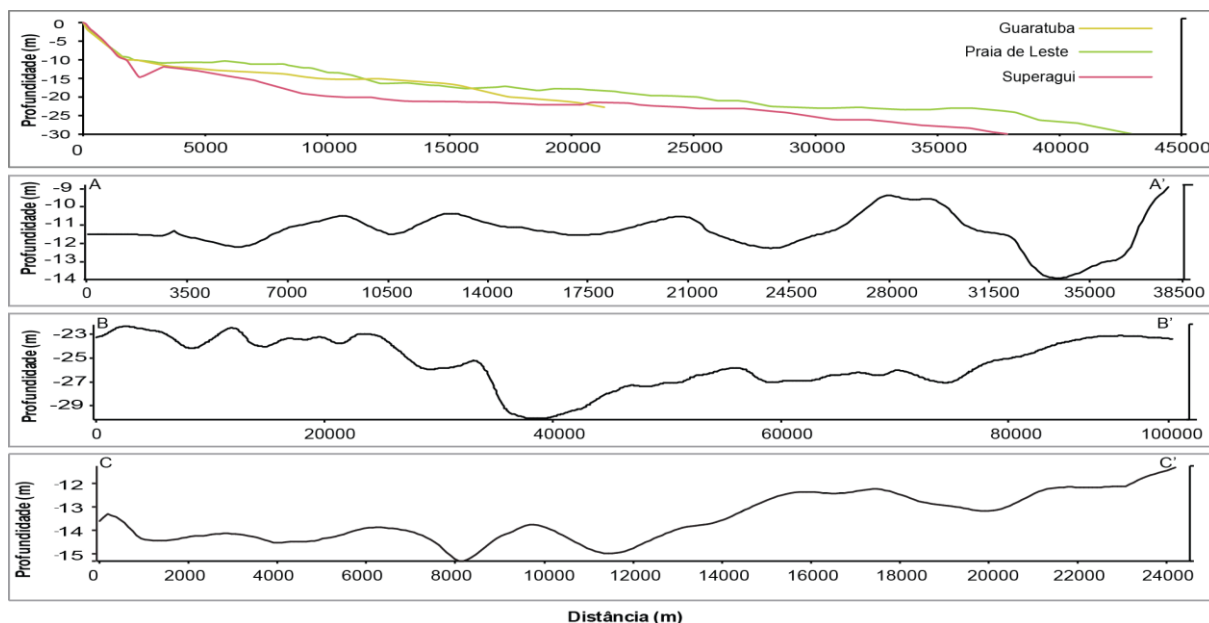


Figura 3.3 Perfis batimétricos transversais apresentando as diferenças morfológicas entre os perfis de Guaratuba, Praia de Leste e Superagüi e perfis longitudinais evidenciando a ocorrência de cristas e depressões (para localização dos perfis ver figura 3.2).

3.3.2 Características dos sedimentos

A cobertura sedimentar da plataforma interna paranaense é constituída por sedimentos siliciclásticos com diâmetro médio entre 0,016 e 1,032 mm correspondendo às classes de silte fino até areia muito grossa com teores de carbonatos e matéria orgânica geralmente inferiores a 5% (figura 3.4). As classes de sedimentos mais frequentes apresentaram diâmetro médio entre 0,063 e 0,250 mm. As areias muito finas (diâmetro médio 0,063 – 0,125 mm) compõem 27% e as areias finas (diâmetro médio 0,125 – 0,250 mm) 53% do total de amostras. Os teores de matéria orgânica e carbonatos concentraram entre 1 e 5%. Apenas 14% das amostras tiveram teor de matéria orgânica acima de 5% e foram relacionadas ao teor de lamelas nas amostras. Os carbonatos raramente atingem valores superiores a

20% sendo que as maiores concentrações foram relacionadas aos sedimentos com diâmetro médio de até 0,250 mm (figura 3.5).

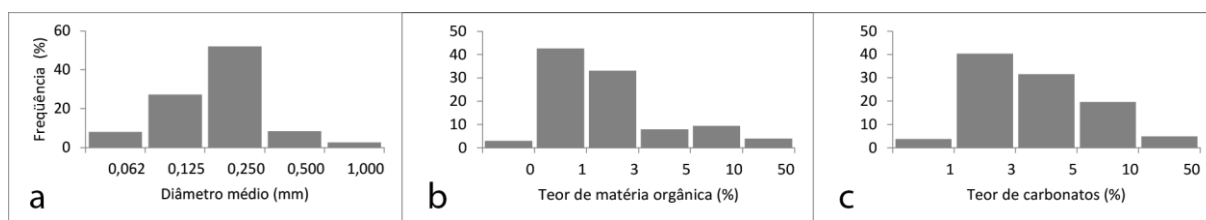


Figura 3.4 Histogramas representando as ocorrências de sedimentos de acordo com (a) diâmetro médio, (b) teores de matéria orgânica e (c) carbonatos.

Analizando as medidas de tendência central em conjunto com medidas de dispersão e assimetria das curvas granulométricas em complemento a análise modal pôde-se verificar que o diâmetro médio foi influenciado pela distribuição dos sedimentos nas classes modais e em torno da primeira moda, acompanhado de medidas de assimetria positivas ou negativas. Como exemplo, os siltes apresentaram as primeiras modas nas classes de areia fina a muito fina e teores de lama entre 10 e 40%. Os teores de lama também apresentaram correlação fortemente negativa com o grau de seleção para as areias finas e muito finas. Os teores de silte e areia fina foram correlacionados a posição do diâmetro médio entre 0,063 e 0,125 mm assim como os teores de areia média e areia fina foram correlacionados aos diâmetros médios na classe das areias finas entre 0,125 e 0,250 mm.

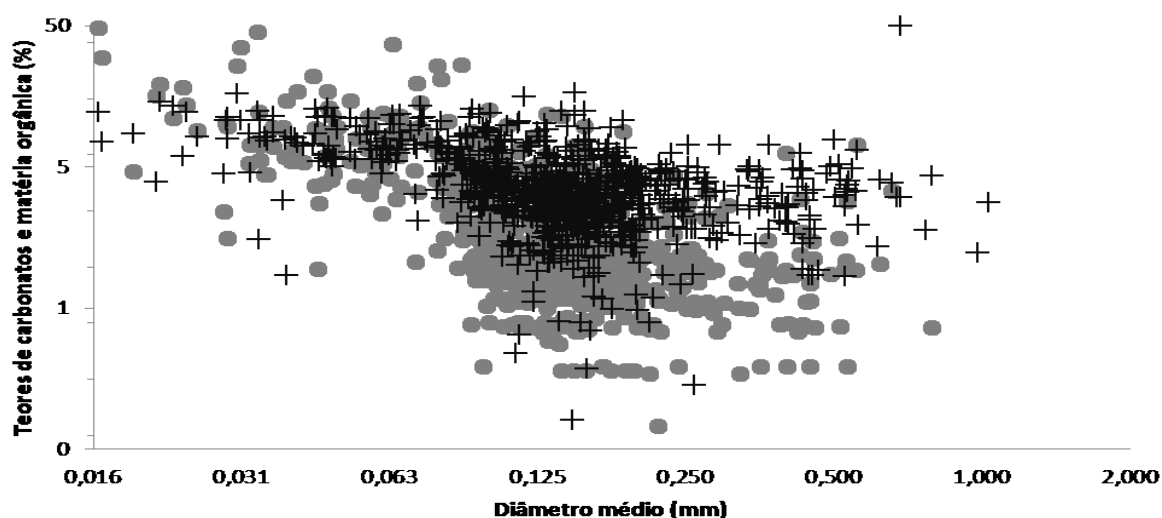


Figura 3.5 Teores de carbonatos (+) e matéria orgânica (●) em relação ao diâmetro médio.

As características das distribuições granulométricas variaram para cada classe de diâmetro médio entre silte e areia muito grossa (quadro 4.1). Entre os siltes a maioria das primeiras modas ocorreu entre as frações de areia muito fina e areia fina 0,075 e 0,213 mm e em menor número nas frações de silte entre 0,004 e 0,046 mm. Uma amostra no setor Superagüi apresentou a primeira moda em areia média, 0,302 mm. A segunda moda dos sedimentos com média em siltes predominou na fração de silte entre 0,004 e 0,046 mm ou entre 0,075 e 0,213 mm, em areia muito fina a areia fina. Duas amostras apresentaram a segunda moda em 0,302 e 0,853 mm nas frações areia média e areia grossa.

Os sedimentos com diâmetro médio em areia muito fina unimodais apresentaram modas predominando entre 0,075 a 0,213 mm. Algumas ocorrências apresentaram moda em areia média, 0,213 a 0,302 mm, e areia grossa, 0,853 mm. As amostras bimodais apresentaram a primeira moda entre 0,075 e 0,213 mm. Três amostras bimodais apresentaram a primeira moda em 0,302 mm e uma em 0,854 mm. Já a segunda moda predominou nas classes de silte, entre 0,003 e 0,046 mm, com poucas ocorrências nas classes areia muito fina, 0,075 mm, e areia média, 0,427 mm. O grau de seleção predominou entre muito bem selecionado e moderadamente selecionado. As amostras bimodais foram caracterizadas como moderadamente selecionadas a muito pobremente selecionadas. A assimetria predominou entre simétrica a fortemente assimétrica no sentido dos finos sendo que as amostras com assimetria tendendo aos grossos foram unimodais com grau de seleção de moderadamente bem a muito bem selecionadas.

Os sedimentos com diâmetro médio em areia fina mostraram distribuições unimodais com as modas entre 0,106 e 0,214 mm. Apenas 5% dos sedimentos com diâmetro médio em areia fina apresentaram a moda na fração areia média, entre 0,302 e 0,427 mm. O grau de seleção predominou entre muito bem selecionado e moderadamente selecionado. De modo geral o grau de seleção esteve relacionado à ocorrência de sedimentos nas frações menores que 0,062 mm de modo que as amostras com grau de seleção entre pobremente e muito pobremente selecionado apresentaram teores de lama entre 10 e 40%. Dentre as amostras mais bem selecionadas ocorreram teores de areia média acima de 20% ou de areia muito fina acima de 30% acompanhadas de medidas de assimetria negativa ou positiva.

Quadro 3.1 Características granulométricas dos sedimentos

Diâmetro médio	Distribuição	1ª Moda	2ª Moda	Grau de seleção	Assimetria
Siltes 0,014 a 0,063 mm	Bimodais a polimodais	Silte fino – Areia fina (0,004 a 0,213 mm) e areia média (0,302 mm)	Silte (0,004 a 0,047 mm) areia muito fina a fina (0,075 e 0,213 mm) e areia média a grossa (0,302 e 0,853 mm)	Pobrememente a muito pobrememente selecionado	Assimétrica no sentido dos finos
Areia muito fina (0,063 a 0,125 mm)	Unimodais – bimodais	Areia muito fina – Areia grossa (0,075 a 0,853 mm)	Silte (0,003 a 0,046 mm), areia muito fina (0,075 mm) e areia média (0,427 mm)	Muito bem a moderadamente selecionado	Simétrica a fortemente assimétrica no sentido dos finos
Areia fina (0,125 a 0,250 mm)	Unimodais	Areia muito fina a média (0,106 a 0,427 mm)	-	Muito bem a moderadamente selecionado	Assimétrica no sentido dos finos a assimétrica no sentido dos grossos
Areia média (0,250 a 0,500 mm)	Unimodais - bimodais	Areia média (0,302 a 0,427 mm)	Areia muito fina a média (0,075-0,603)	Moderadamente bem a pobrememente selecionado	Simétrica a assimétrica no sentido dos finos
Areia grossa a muito grossa (0,500 a 2,000 mm)	Unimodais e bimodais	Areia média – Areia muito grossa (0,427 a 1,205 mm)	Areia média – Areia muito grossa (0,302 a 1,705 mm)	Bem a muito bem selecionado	Simétrica a assimétrica no sentido dos finos

As areias médias apresentaram distribuições predominantemente unimodais. As amostras bimodais apresentaram a segunda moda entre 0,075 e 0,603 mm. O grau de seleção em geral foi bem selecionado com assimetria predominante no sentido dos finos. Sendo que os sedimentos bimodais foram caracterizados como moderadamente bem a pobrememente selecionados. Algumas areias médias com teores de areia grossa em torno de 20% apresentaram assimetria no sentido dos grossos.

As areias grossas e muito grossas tiveram distribuições unimodais e bimodais. Nas amostras de distribuição unimodal o valor da moda ficou entre 0,427 e 1,205 mm. As distribuições bimodais apresentaram a primeira moda entre 0,302 e 0,854 e a segunda moda entre 0,302 a 1,705 mm. Quanto ao selecionamento tanto as amostras unimodais quanto as bimodais foram classificadas de moderadamente bem a bem selecionadas. A assimetria foi predominantemente simétrica. Areias grossas com assimetria no sentido dos finos apresentaram a primeira moda entre 0,603 e 0,853 mm.

3.3.3 Distribuição espacial dos sedimentos

Os sedimentos mais finos ocorreram entre 5 e 15 m de profundidade compostos por siltes e areia muito fina com teores de lama entre 10 e 40%. A largura da faixa de distribuição dos sedimentos finos foi maior no setor Superagüi, entre 5 e 15 m de profundidade. Até a profundidade de 10 m apenas na porção sudoeste do setor Praia de Leste houve predomínio de areia fina. Em profundidades maiores que 10 m os sedimentos apresentaram teores de areia geralmente superiores a 90%. As areias grossas a médias apresentaram distribuição dispersa entre 10 e 30 m com maior concentração nos setores Guaratuba, ao sul, e Praia de Leste, na região central da área de estudos, entre 10 e 20 m de profundidade (figura 3.6).

O grau de seleção foi de moderadamente selecionados a muito bem selecionados na maior parte da área entre os 10 e 30 m de profundidade. Nesta área apenas os sedimentos mais próximos às ilhas e à desembocadura da baía de Paranaguá foram classificados entre muito pobremente selecionado e moderadamente selecionado. Nas áreas mais rasas, até 15 m de profundidade, os sedimentos são muito pobremente selecionados em Guaratuba e Praia de Leste enquanto na costa de Superagüi variam de muito pobremente selecionados a muito bem selecionados (figura 3.6). Os sedimentos pobremente a muito pobremente selecionados apresentam um padrão de distribuição longitudinal à costa. Enquanto sedimentos bem a moderadamente bem selecionados apresentam ampla distribuição entre 10 e 30 m, e distribuição longitudinal próximos à costa entre 5 e 10 m de profundidade.

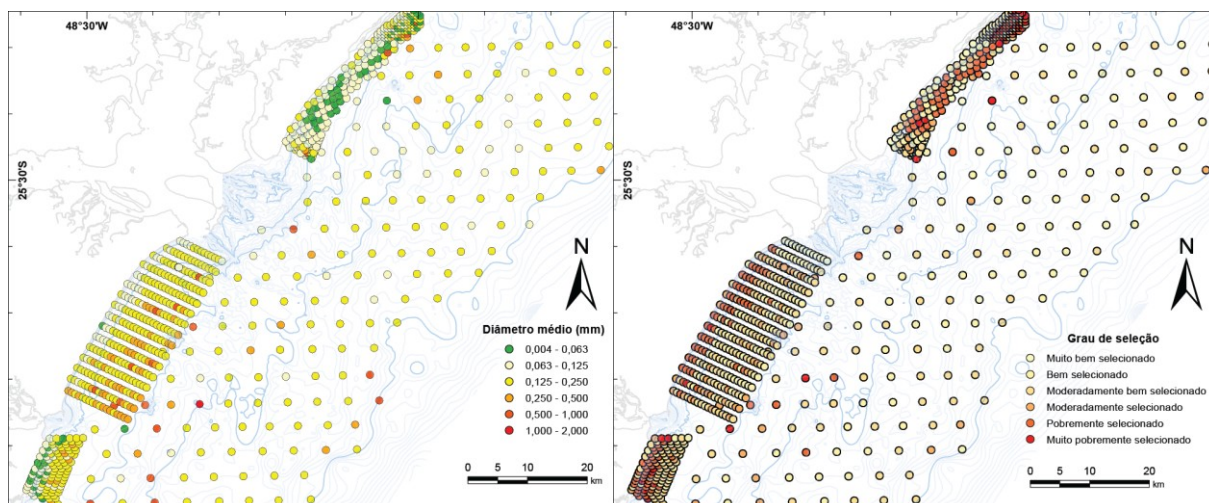


Figura 3.6 Diâmetro médio e grau de seleção dos sedimentos da plataforma interna do Paraná.

Relacionando o grau de seleção ao diâmetro médio (figura 3.7) pôde-se verificar que em geral as areias muito finas a grossas, com diâmetro médio entre 0,078 e 0,986 mm apresentam grau de seleção entre moderadamente a muito bem selecionados. Os siltes e algumas ocorrências de areias finas a muito finas, com diâmetro médio entre 0,016 a 0,244 mm, são muito pobremente selecionados a moderadamente selecionados.

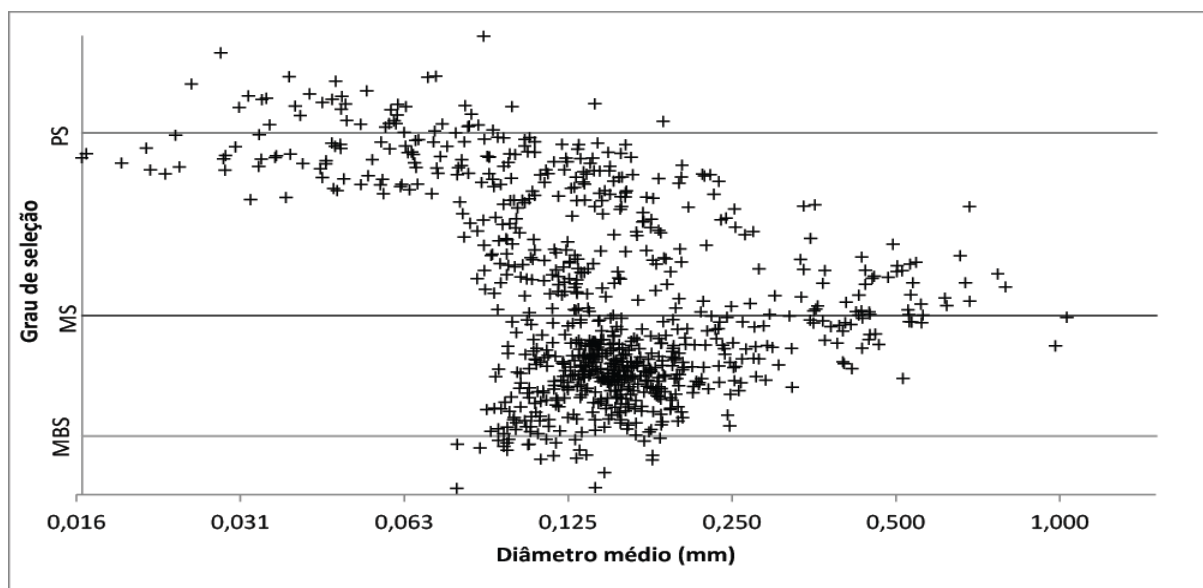


Figura 3.7 Diagrama bivariado do diâmetro médio contra o grau de seleção (MBS – Muito bem selecionado, MS – Moderadamente selecionado e PS – Pobremente selecionado).

3.3.4 Padrões dos sedimentos

Foi possível distinguir nove grupos com diferentes curvas granulométricas que foram associadas entre si e de acordo com sua distribuição espacial e resultaram em cinco padrões de sedimentos (quadro 02).

Quadro 3.2 Agrupamento dos sedimentos de acordo com as características das curvas granulométricas e distribuição espacial dos sedimentos.

Padrões	Grupos de sedimentos segundo as curvas de distribuição	Distribuição Espacial
Areia fina a muito fina próximas à costa associadas à zona de surfe.	Areias muito finas moderadamente a muito bem selecionadas, simétricas a assimétricas no sentido dos grossos, mesocúrticas a muito leptocúrticas.	Longitudinal a costa ocorre até cerca de 10 m de profundidade.
	Areias Finas moderadamente bem selecionadas com 20 a 60% de areia média, distribuições muito leptocúrticas e fortemente assimétrica no sentido dos finos.	
Sedimentos lamosos localizados desde a base da zona de surfe até o início da zona de transição offshore.	Siltos bimodais pobremente a muito pobremente selecionados com distribuições platicúrticas simétricas a fortemente assimétricas no sentido dos finos	Longitudinal e oblíqua à costa entre 5 e 10 m de profundidade e em áreas isoladas entre 10 e 19 m de profundidade.
Areias muito finas a finas com teores de lama de 10 a 40%.	Areias muito finas pobremente a muito pobremente selecionadas, bimodais, fortemente assimétricas no sentido dos finos, leptocúrticas a muito leptocúrticas com teores de finos acima de 10%.	Longitudinal a costa ocorre até cerca de 15 m de profundidade e em áreas isoladas entre 15 e 29 m.
	Areias finas moderadamente a pobremente selecionadas com 10 a 40% de finos, distribuições leptocúrticas e assimétricas no sentido dos grossos.	
Areia fina da plataforma interna.	Areias finas moderadamente bem a muito bem selecionadas aproximadamente simétricas e mesocúrticas.	Ampla distribuição entre 10 e 30 m de profundidade.
	Areias muito finas com modas em 0,107 mm, mais de 30% na fração areia fina e distribuições assimétricas no sentido dos grossos.	
Areias médias a grossas distribuídas em áreas isoladas	Areias médias moderadamente selecionadas, distribuições leptocúrticas e assimétricas no sentido dos grossos.	Em áreas isoladas dos 10 aos 30 m de profundidade.
	Areias grossas a muito grossas moderadamente selecionadas com distribuições mesocúrticas simétricas a assimétricas no sentido dos finos.	

As associações entre os sedimentos foram determinadas com base nos parâmetros granulométricos, na distribuição espacial e na morfologia da plataforma interna. O diâmetro médio foi o fator primário para a separação resultando nos grupos de silte, areias muito finas, areias finas, areias médias e areias grossas. O segundo critério para a separação dos sedimentos foi o grau de seleção. As areias

finas e muito finas bem selecionadas formaram claramente grupos distintos daquelas com pior grau de seleção. Os fatores de terceira ordem que definiram os agrupamentos distintos foram assimetria, curtose e a posição das modas. Em seguida os padrões de distribuição espacial foram utilizados para definir relações entre os diferentes grupos de sedimentos.

(1) Padrão de areias muito finas bem selecionadas próximas à costa - ocorrem em direção ao mar desde a zona de surfe podendo até atingir a profundidade de quebra de declividade entre a face litorânea e zona de transição offshore. Composta por areias de diâmetro médio entre areia muito fina e fina, com predominância de areia muito fina, são bem selecionadas e apresentam curvas de distribuições leptocúrticas aproximadamente simétricas (figura 3.8). São características de ambientes de alta energia, nas regiões e associadas aos declives acentuados da face litorânea.

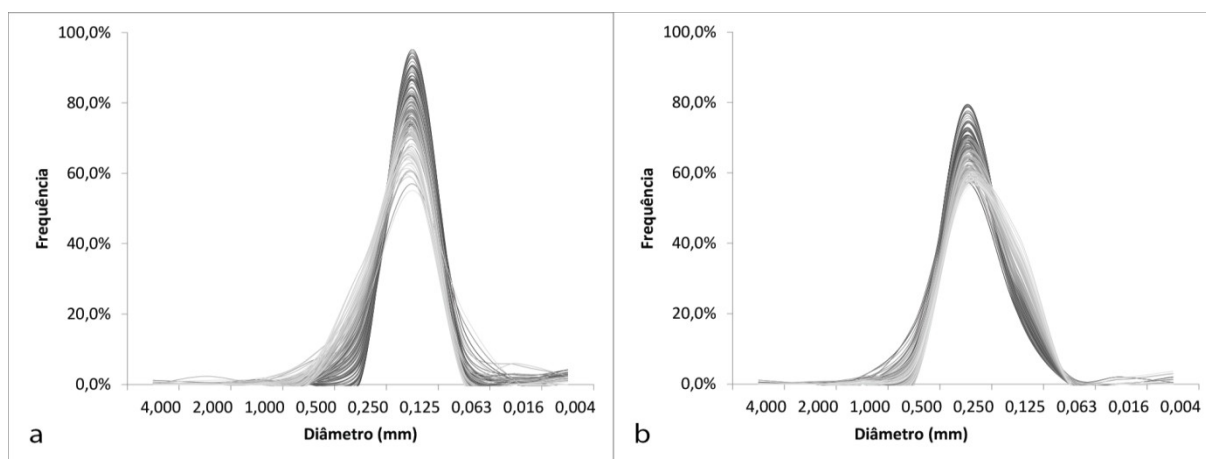


Figura 3.8 Curvas de distribuição típicas dos sedimentos da face litorânea superior (a) areias muito finas bem selecionadas com modas entre 0,075 e 0,105 mm e (b) areias finas moderadamente bem selecionadas, apresentam teores entre 20 e 40% na fração areia muito fina.

(2) Padrão de sedimentos lamosos - caracterizado por sedimentos com diâmetro médio de silte grosso a fino, pobremente selecionados, com assimetria no sentido dos grossos e apresentam duas ou mais modas (figura 3.9). Concentram-se entre 5 e 14 m de profundidade na região da face litorânea média a inferior, mas podem ocorrer em áreas isoladas entre 14 e 20 m na zona de transição offshore. As modas

se distribuem entre silte fino e areia fina (de 0,004 a 0,213 mm), mas podem conter teores entre 10 e 25% de sedimentos com diâmetro superior a areia média (0,250 mm). Neste caso se concentram em Superagüi entre 13 e 15 m de profundidade associadas a amostras com diâmetro médio acima de 0,250 mm. As características de distribuições bimodais, platicúrticas, com assimetria predominantemente positiva e baixo grau de seleção dos sedimentos que compõem o padrão de sedimentos lamosos sugerem que há mistura de ao menos duas populações de sedimentos entre areias médias e siltes.

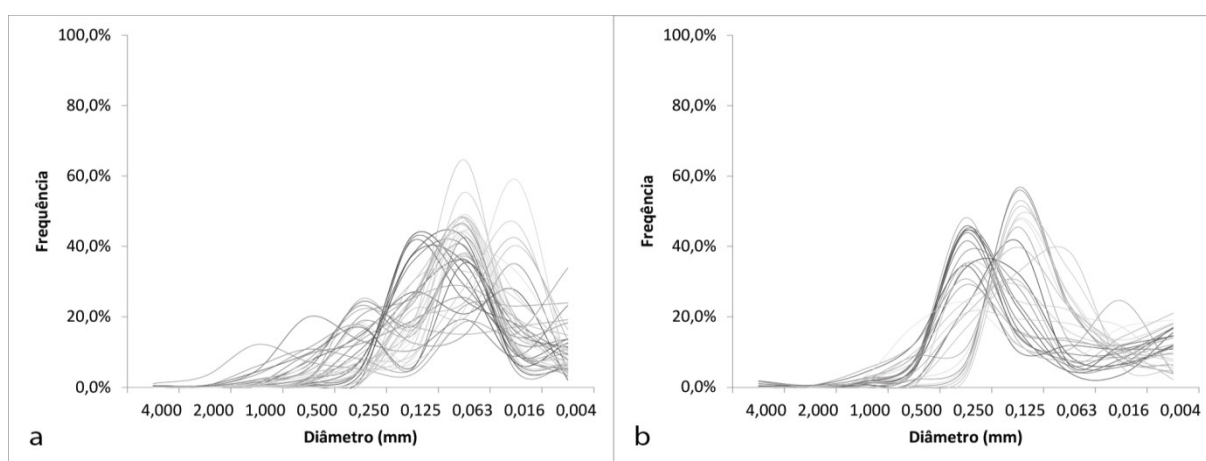


Figura 3.9 Curvas de distribuições típicas dos siltes bimodais encontrados na face litorânea as modas se concentram em (a) siltes e (b) areias finas e muito finas.

(3) Padrão areias lamosas - areias muito finas bimodais com teores de lama entre 10 e 40% e areias finas pobremente selecionadas com 5 a 35% de lama (figura 3.10). Concentram-se entre 5 e 15 m de profundidade formando grandes áreas contíguas longitudinais ou oblíquas em relação à linha de costa e isoladamente entre 15 e 30 m. Caracteristicamente podem estar associadas aos padrões de sedimentos lamosos ou de areias médias a grossas.

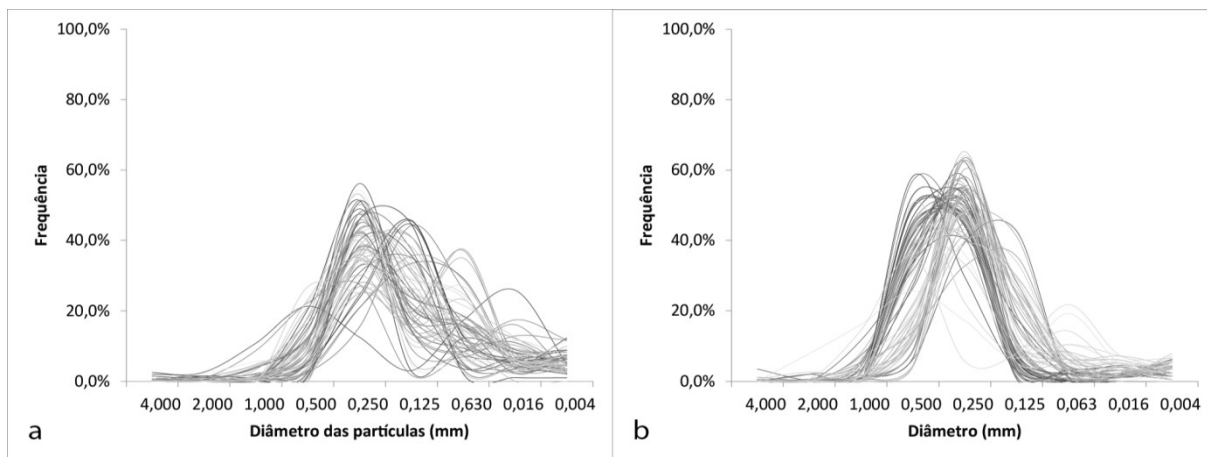


Figura 3.10 Curvas de distribuição das areias muito finas pobremente selecionadas (a) bimodais e (b) assimétricas no sentido dos finos.

(4) Padrão de areias da plataforma interna - areias finas a muito finas bem selecionadas simétricas a assimétricas no sentido dos grossos com ampla distribuição entre 10 e 30 m de profundidade, exceto no Superagüi onde este padrão predomina a partir da profundidade de 15 m. Este padrão se diferencia das areias do início da zona de surfe devido à predominância das areias finas sendo que as areias muito finas aqui apresentam teores de areias finas entre 10 e 40% (figura 3.11). Estes padrões ocorrem em regiões mais profundas após a quebra de declividade que marca a transição entre face litorânea e plataforma interna.

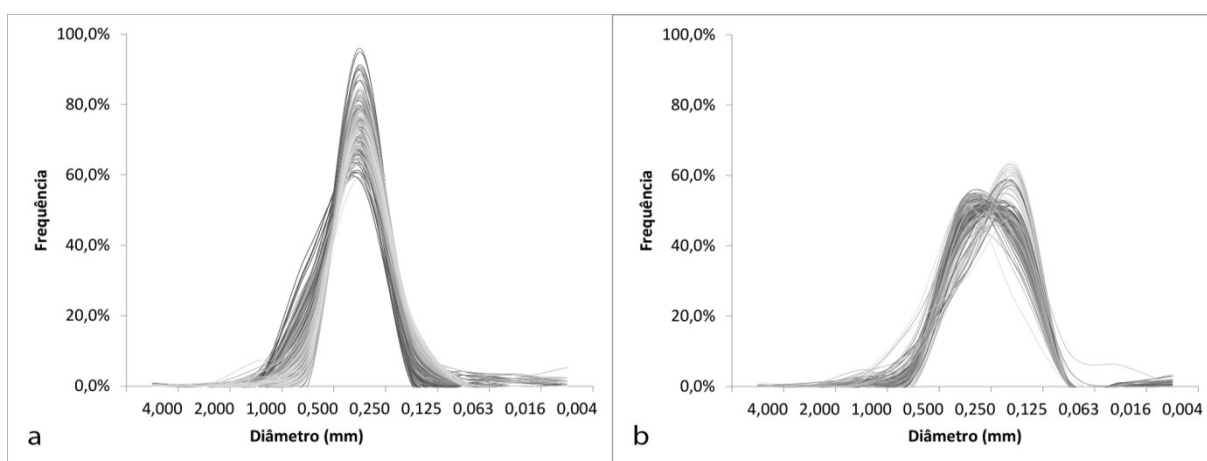


Figura 3.11 Curvas de distribuição das areias da plataforma (a) areias finas e (b) muito finas bem selecionadas.

(5) Padrão de areias médias a grossas - com diâmetro médio de 0,251 a 1,031 mm e moda predominando entre 0,302 e 1,205 mm (figura 3.12) Este padrão ocorre em áreas isoladas em toda a extensão da área de estudos dos 5 aos 30 m de profundidade.

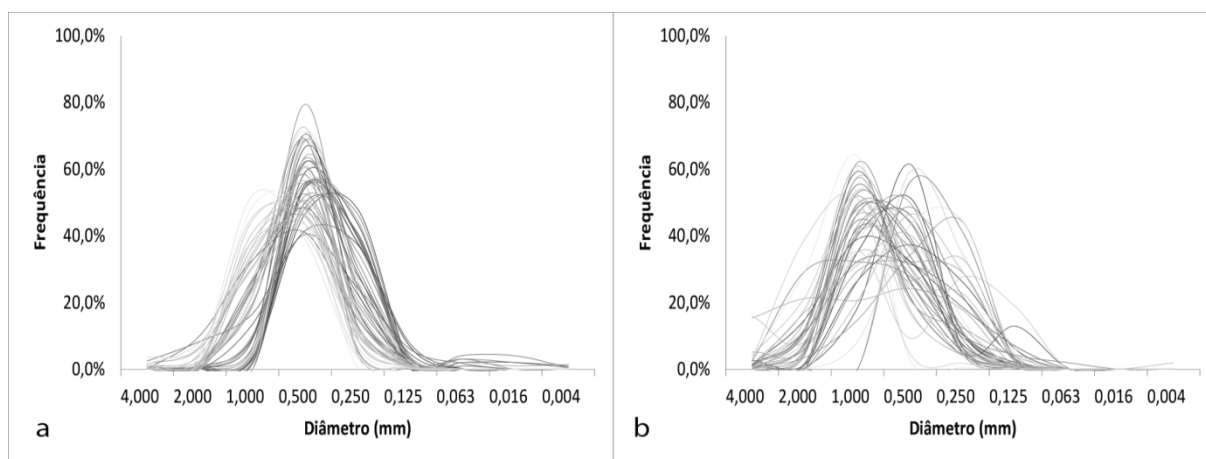


Figura 3.12 Curvas de distribuição (a) areias médias bem selecionadas com modas entre 0,213 e 0,303 mm e (b) areias médias e grossas com modas acima de 0,500 mm ou distribuições bimodais.

3.4 DISCUSSÃO

O padrão de distribuição dos sedimentos na plataforma interna do Paraná mostrou diferenças significativas dos modelos clássicos, com granulodescendência costa a fora, descritos na literatura (e.g. Johnson, 1919). Há uma zonação marcante desde a base da zona de surfe até 30 m de profundidade, mas o diâmetro médio não diminui costa a fora (Figura 3.13). A partir da base da zona de surfe em direção ao mar predomina o padrão (1) correspondente às areias muito finas a finas bem selecionadas próximas a costa. O padrão (2) que corresponde aos sedimentos lamosos, com diâmetro médio em silte, faz fronteira com o padrão (1) em direção a costa. Seguindo costa a fora o padrão (3) de areias lamosas contendo areias muito finas mal selecionadas com teores de finos entre 10 e 40% predomina ocupando a base da face litorânea. A partir da faixa entre 10 e 12 metros de profundidade ocorrem areias finas típicas da plataforma, correspondendo ao padrão (4). Neste domínio há várias ocorrências isoladas do padrão (5), constituído por areias médias

a grossas. Esta distribuição dos padrões de sedimentos se repete com alguma distinção nos três setores da plataforma interna.

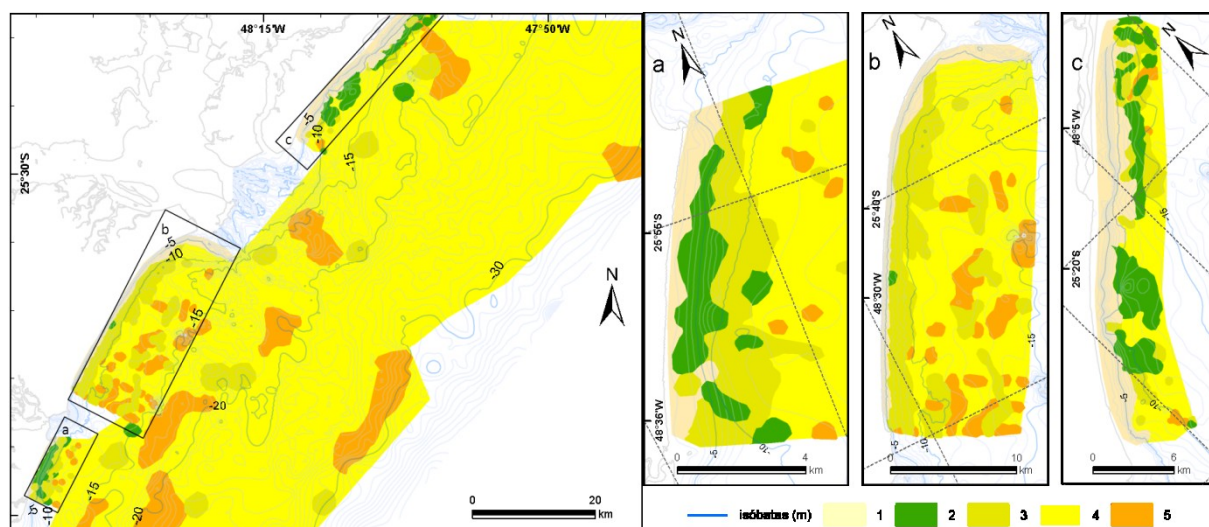


Figura 3.13 Mapas da plataforma interna destacando a distribuição dos padrões: (1) areias muito finas a finas bem selecionadas próximas a costa; (2) sedimentos lamosos; (3) areias lamosas; (4) areias da plataforma interna; (5) areias médias a grossas. Localização (a) Guaratuba, (b) Praia de Leste e (c) Superagüi.

O padrão (1) cobre uma área de 64 dos 174 km² da face litorânea, nos três setores da plataforma interna do Paraná. Em Guaratuba este padrão se estende até 10 m de profundidade enquanto em Praia de Leste se restringe a regiões mais superiores próximo a base da zona de surfe, já em Superagüi este padrão pode atingir regiões de até 14 m de profundidade. O padrão (2) abrange uma área total de 64 km² sendo que as áreas mais extensas ocorrem em Superagüi totalizando 28 km² contra 8 km² em Guaratuba e menos de 1 km² em Praia de Leste. Já os padrões (3), (4) e (5) ocupam proporcionalmente maior área em Praia de Leste que nos demais setores.

Os padrões (1), (2) e (3) são característicos da região da face litorânea. Apesar disto os padrões (2) de sedimentos lamosos e (3) de areias lamosas ocorrem em áreas isoladas entre 15 e 20 m de profundidade. Neste caso as amostras que representam o padrão (3) apresentaram modas na fração de areias médias, 0,302 mm e distribuição espacial associada às áreas de ocorrência do padrão (5), de areia média a grossa. O padrão 3 parece ser formado pelos mesmos sedimentos que compõem o padrão (5), mas que receberam um aporte significativo de frações de

lama contribuindo assim para a determinação do diâmetro médio entre o 0,063 e 0,125 mm. Padrões de sedimentos lamosos (2) foram encontradas em duas áreas na região entre 15 e 20 m. Uma localizada nas proximidades da baía de Guaratuba aproximadamente a 10 km da costa e 6 km do arquipélago de Itacolomis com modas em 0,106 e 0,003 mm numa região de depressão contígua. A segunda área se localiza na latitude de Superagüi aos 19 m de profundidade e a 2,5 km da ilha da Figueira na região onde foi identificada uma feição morfológica de depressão contígua com modas em 0,003 e 0,854 mm. Na região da face litorânea, próximas à barra do Superagüi, os padrões (2) de sedimentos lamosos apresentam uma distribuição oblíqua a linha de costa em duas áreas intercaladas pelo padrão de areias da plataforma (4) e também apresentam uma associação com feições de depressões contíguas e cristas. Padrões de areias lamosas (3) são compostas por amostras que apresentaram pouco teor de areia muito fina, com mediana e moda em areia fina (0,149 e 0,151 mm respectivamente). Estes sedimentos representam uma mistura de ao menos duas populações, das areias finas típicas da plataforma ou de areias com diâmetro maior que 0,250 mm com os sedimentos lamosos. Trata-se de uma região de transição e a distribuição espacial deste padrão indica que as lamas tem tendência de transporte longitudinal e transversal à costa.

Enquanto os padrões (1), (2) e (3) predominam próximos a costa num ambiente caracteristicamente dominado pela ação de ondas, os padrões (4) e (5) se concentram costa a fora e são controlados pela atuação de eventos de tempestade. O padrão (4) apresenta ampla ocorrência, cobrindo 84% de toda região da plataforma interna e o padrão (5) tem distribuição restrita às imediações das ilhas oceânicas ou associadas à feições morfológicas como declives acentuados aos 30 m de profundidade e às depressões contíguas e cristas arenosas da base da face litorânea até cerca de 20 m de profundidade (figura 3.14). A constante atuação de eventos de tempestade sustenta o selecionamento dos sedimentos da plataforma e os mecanismos de formação e desenvolvimento das cristas arenosas parece ser influenciado pela presença de sedimentos com diâmetros médios acima de 0,250 mm. O padrão (5) é mais frequente em profundidades maiores que 10 m, porém em regiões mais rasas podem ocorrer em áreas associadas às barras das baías de Guaratuba e Paranaguá, a jusante das correntes de deriva, nos setores de Praia de Leste e Superagüi.

A concentração de sedimentos finos na região da face litorânea em costas dominadas por ondas ou tempestades é algo controverso. A deposição e aprisionamento destes sedimentos dependem parcialmente de taxas elevadas de aporte somadas às características de trajetória e mistura das plumas (Wright, 2012). A ocorrência dos padrões de sedimentos lamosos (2) e de areias lamosas (3) que concentram matéria orgânica e teores de lamas nas regiões médias e inferior da face litorânea poderiam ser relacionados à atuação de dois processos distintos segundo Veiga *et al.* (2005): (a) sedimentos finos podem ser fornecidos pelos sistemas estuarinos a montante das correntes longitudinais, carregados por plumas estuarinas e depositados na frente da pluma; (b) o retrabalhamento dos sedimentos da plataforma pela ação de ondas e tempestades promove a erosão das camadas superficiais do substrato expondo sedimentos depósitos de sedimentos finos mais antigos.

No modelo de evolução da planície costeira do Paraná proposto por Lessa *et al.* (2000) a barreira regressiva holocênica encontra-se sobre sedimentos paleolagunares entre 6 ± 2 e 14 ± 2 m abaixo do nível médio do mar e estes poderiam corresponder aos sedimentos lamosos aflorando na plataforma interna. Entretanto, estudos posteriores descartaram a ocorrência de sedimentos paleolagunares ao interpretar sedimentos finos presentes entre corpos arenosos holocênicos transgressivos (Souza *et al.* 2003).

Os sedimentos ricos em matéria orgânica e detritos vegetais na barreira regressiva de Praia de Leste foram interpretados como fácies de plataforma interna e da face litorânea média e depositados quase ao mesmo tempo que a formação da barreira regressiva tendo sua origem relacionada a amplos complexos estuarinos presentes na região (Souza *et al.* 2012). Baseado na datação de lama orgânica a 50 cm de profundidade a partir da superfície, numa região onde ocorrem sedimentos do padrão (3) areias lamosas aos 8 m de coluna d'água, com idade de $1.517 - 1.189$ AP ^{14}C e na assembléia de foraminíferos típica de plataforma interna Veiga *et al.* (2006) descartam a hipótese de que os sedimentos finos tenham sua origem relacionada a depósitos paleolagunares.

No presente estudo encontramos áreas relativamente extensas de sedimentos finos que recobrem cerca de 14% da área no setor de Guaratuba e 21% em Superagüi (figuras 3.13 b e d). Estes sedimentos se distribuem pela face

litorânea inclusive em regiões rasas próximas, a zona de surfe, onde há maior atuação de ondas e portanto maior capacidade de remobilização e transporte.

Com base nos padrões e na natureza da acumulação de sedimentos em margens continentais Walsh e Nittrouer (2009) propuseram uma tipificação dos sistemas de dispersão de sedimentos finos. Os sistemas são definidos como dominados por acumulação estuarina, por dispersão marinha, por acumulação proximal ou por captura em cânions submarinos. Os padrões espaciais encontrados na plataforma interna do Paraná sugerem a maior parte dos sedimentos finos fornecidos à região costeira são depositados no interior dos estuários. Porém uma parte escapa por plumas estuarinas e os sedimentos na pluma passam por floculação e rapidamente se depositam na ordem de poucas dezenas de quilômetros das desembocaduras. As taxas exportação de sedimentos finos pelos estuários na região não são conhecidas, mas o sistema parece ser dominado por acumulação estuarina. Entretanto, ondas e correntes longitudinais atuam na dispersão dos depósitos que se distribuem longitudinalmente em relação à costa. A atuação de fluxos gravitacionais e componentes de transporte transversais em direção à costa também são processos importantes para a manutenção dos sedimentos finos próximos a costa (Wright, 1995).

Na plataforma interna do Paraná estes sedimentos ocorrem principalmente associados à depressões contíguas entre cristas arenosas. A diferença na proporção do padrão (2) de sedimentos lamosos nos três setores estudados sugere que são fornecidos pelos grandes complexos estuarinos à montante das correntes longitudinais de modo que os setores com maior área de sedimentos finos são alimentados por estuários de maior taxa de exportação ou de maior extensão. Os depósitos do setor de Guaratuba ocupam uma área de 8 km² e são alimentados por sedimentos fornecidos pela baía da Babitonga ao sul, no setor de Praia de Leste os sedimentos finos ocupam menos de 1 km² tendo como fonte a baía de Guaratuba e o setor de Superagüi com 28 km² é alimentado pela baía de Paranaguá.

Tanto as areias médias quanto os siltes na plataforma interna do Paraná mostraram relação com feições de depressões contíguas e cristas (figura 3.14). A configuração dos sedimentos em relação às feições morfológicas sugere que os sedimentos finos se concentram nas depressões contíguas enquanto as areias com diâmetro maior que 0,250 mm sustentam as cristas arenosas. Uma vez expostos, os sedimentos são retrabalhados e se redistribuem ao redor de seus afloramentos

devido à ação das ondas e eventos de tempestade. Os sedimentos mais finos aderem ao leito arenoso da plataforma interna formando espessas camadas de lama. Os de sedimentos lamosos se misturam com areias em seu entorno dando origem aos sedimentos do padrão (3) de areias lamosas.

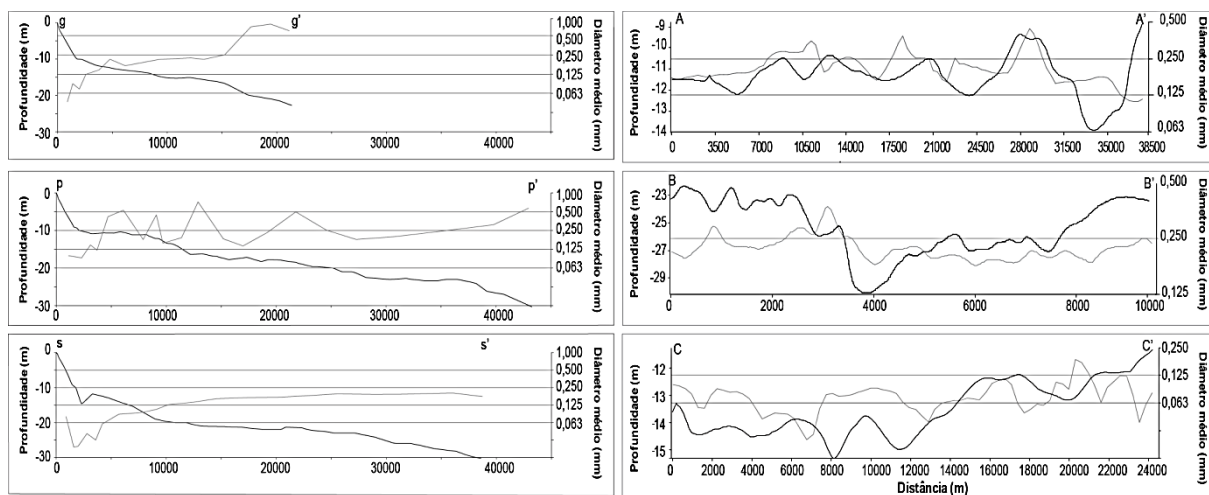


Figura 3.14 Perfis transversais e longitudinais traçando a relação entre a morfologia e os sedimentos (para localização ver figura 3.2). As linhas cinzas nos perfis correspondem ao diâmetro médio dos sedimentos e em preto a profundidade.

3.5 CONCLUSÃO

A disposição dos sedimentos na plataforma interna do Paraná difere significativamente dos modelos clássicos de Johnson (1919) e Marr (1929) que se baseiam no selecionamento granulodescendente costa afora. As diferenças são devidas principalmente à presença de sedimentos palimpsestos entre 10 e 30 m e sedimentos lamosos entre 5 e 15 m. Além disso a granulação dos sedimentos próximos a costa é relativamente menor, com diâmetro médio em areia muito fina, que dos sedimentos de areias típicas da plataforma, com diâmetro médio em areia fina.

A análise das curvas granulométricas mostrou-se mais eficiente na distinção dos padrões de sedimentos do que a utilização apenas do diâmetro médio. Areias muito finas apresentam curvas bem distintas entre a zona de transição e a zona de

surfe. A distribuição de sedimentos em direção a costa segue um padrão ao longo dos setores estudados. Em primeiro lugar, há um predomínio do padrão de areia fina típica de plataforma entre 10 e 30 m de profundidade. Nesta região ocorrem isoladamente sedimentos palimpséticos, com granulação entre areia média e grossa. Na região da face litorânea predominam padrões de areias muito finas enriquecidas com lamas na face litorânea inferior e padrões de sedimentos lamosos na face litorânea média. Na região superior da plataforma interna, limitada pela zona de surfe, ocorrem padrões de areias muito finas a finas características de ambientes de alta energia. Estudos e modelos envolvendo morfodinâmica de praias, propagação de ondas, obras de intervenção costeira, modelos de transporte de sedimentos e variações da linha de costa devem levar em conta a distribuição espacial e a heterogeneidade dos sedimentos da plataforma interna de modo a evitar interpretações equivocadas de seus resultados.

4. FORMAS DE FUNDO NA PLATAFORMA INTERNA DO PARANÁ

4.1 INTRODUÇÃO

Investigações sobre formas de fundo associam observações sobre sua morfologia e a composição sedimentar de maneira a indicar os tipos de fluxos que condicionam sua formação. A ação contínua de fluxos oscilatórios, laminares e turbulentos produz uma assinatura estratigráfica que também pode ser relacionada ao padrão de migração das formas de fundo. Em plataformas internas caracterizadas por ação de micromaré, as ondas desempenham um papel fundamental no transporte de sedimentos próximo à costa enquanto correntes e ondas geradas por tempestades assumem o controle sobre o transporte e remobilização de sedimentos em larga escala (Goff *et al.*, 2005). Formas de fundo constituídas por ação de tempestades apresentam-se por faixas alongadas de sedimentos grossos com marcas onduladas e contato abrupto com sedimentos mais finos, geralmente associadas a variações batimétricas de centímetros a metros (e.g. Cacchione *et al.*, 1984; Amos *et al.*, 1996; Murray e Thieler, 2004).

O processo de migração e manutenção de formas de fundo geradas por tempestade apresenta particularidades que envolvem a interação entre movimentos originados por ondas e os sedimentos grossos produzindo turbulências que impedem a deposição de material fino. Este material é carregado por fluxos laminares próximos ao leito e se depositam em áreas de areias finas num processo de auto-organização. As formas de fundo se mantêm por retroalimentação agregando areias grossas em áreas de areias grossas e depositando areias finas em áreas de areias finas (Murray e Thieler, 2004). Ao longo do tempo pequenas feições interagem umas com as outras dando origem a feições bem organizadas de larga escala Murray e Thieler (2004) sugerem nomeá-las como formas de fundo ordenadas. Estas feições se alimentam dos sedimentos do próprio leito e podem ser relacionadas a uma migração de sedimentos atuais sobre o substrato antecedente (Murray e Thieler, 2004; Goff *et al.* 2005, Coco *et al.*, 2007, Van Oyen *et al.* 2010).

A caracterização de ambientes deposicionais marinhos rasos é uma tarefa complexa que demanda o emprego de técnicas de investigação variadas e específicas. Sobre estes ambientes se sobrepõem processos representativos de uma interface tríplice entre continente atmosfera e oceano de tal maneira que abordagens específicas foram desenvolvidas, adaptadas e integradas para se obter uma caracterização na qual os processos mutualmente interdependentes sejam evidentes (Wright, 2012). Dentre os métodos de investigação dos ambientes deposicionais marinhos rasos destacam-se os métodos de observação direta como as observações de campo (executadas com mergulho autônomo ou submergíveis) e as amostragens de sedimentos (utilizando dragas ou testemunhadores). Apesar de sua importância fundamental na compreensão dos processos atuantes sobre este ambiente estes métodos muitas vezes apresentam uma validade em escala regional de modo que não capturam a interação dos depósitos com processos de média e larga escala. Os métodos de observação indireta como os métodos geofísicos por outro lado obtêm resultados compatíveis com as escalas sinóticas de observação de processos físicos que são em grande parte importantes para a compreensão da configuração atual e da evolução dos ambientes costeiros.

Sonares de varredura lateral são amplamente aplicados para a identificação de estruturas sedimentares, contatos litológicos e distribuição de sedimentos de fundo (e.g. Woodruff *et al.* 2001; Lancker *et al.*, 2004). O sinal acústico emitido pelo sonar é refletido pela superfície do leito retornando informações que possibilitam a identificação de objetos, formas de fundo, estruturas sedimentares e contatos faciológicos. Quando combinados os métodos de observação direta e indireta permitem uma melhor avaliação da morfologia, da distribuição dos sedimentos e da assinatura das formas de fundo.

Estudos sobre a distribuição de sedimentos na plataforma continental interna do Paraná vêm sendo conduzidos durante a última década levando em consideração as características granulométricas e batimétricas. Entre os distintos padrões de sedimentos na região central da plataforma interna ocorre um padrão composto por areias médias e grossas relacionado a áreas de cristas arenosas oblíquas à costa (Veiga e Angulo, 2003). Estes padrões ocorrem em áreas isoladas, geralmente menores que 10 km², por toda a extensão da plataforma interna o que sugere contato abrupto com áreas de sedimentos mais finos. Este capítulo tem como objetivo caracterizar as formas de fundo da plataforma interna do Paraná e

interpretar os processos responsáveis por sua gênese. Nós sugerimos que há um predomínio das formas de fundo ordenadas na região. Estas feições se alimentam de sedimentos do próprio leito da plataforma promovendo o afloramento de substratos relíquias conforme o processo descrito por Murray e Thielér, (2004).

4.1.1 Área de estudo

Os levantamentos sobre as formas de fundo se concentraram na região central da plataforma interna do Paraná que corresponde ao arco praial de Praia de Leste, entre as baías de Guaratuba e Paranaguá e as isóbatas de 10 e 35 m (figura 4.1). A região é marcada pela predominância de areias finas bem selecionadas típicas da plataforma interna associadas à morfologia de fundo plano e áreas isoladas de areias médias a grossas que ocorrem nas imediações de feições morfológicas tipo cristas oblíquas à costa (ver Capítulo 3). O padrão de drenagem da planície costeira nesta região é paralelo à costa e em conjunto com os demais rios das bacias hidrográficas da Serra do Mar deságuam nos estuários da Baía de Paranaguá e de Guaratuba. A barreira holocênica regressiva da planície de Praia de Leste apresenta feições características de transporte de sedimentos em direção à costa (Souza *et al.* 2012). A costa e a plataforma são caracterizadas como dominadas por ondas e tempestades (Lessa *et al.*, 2000; Veiga *et al.* 2006 e Angulo *et al.*, 2009). As direções principais de propagação de ondas na plataforma interna são de SSE e SE, associados à atuação de ciclones subtropicais, com altura de onda significativa e período predominantes entre 0,5 a 1,5 m e 6 e 9 s (Nemes e Marone, 2013). Os valores máximos para altura significativa e período podem chegar a 7,3 m e 15 s na quebra da plataforma (Pianca *et al.* 2010) e 5 m e 17 s próximos da costa (Nemes e Marone, 2013). Estas características da costa nesta região sugerem que a plataforma interna tem atuado como a principal fonte de sedimentos para a costa desde o período de nível de mar alto do Holoceno.

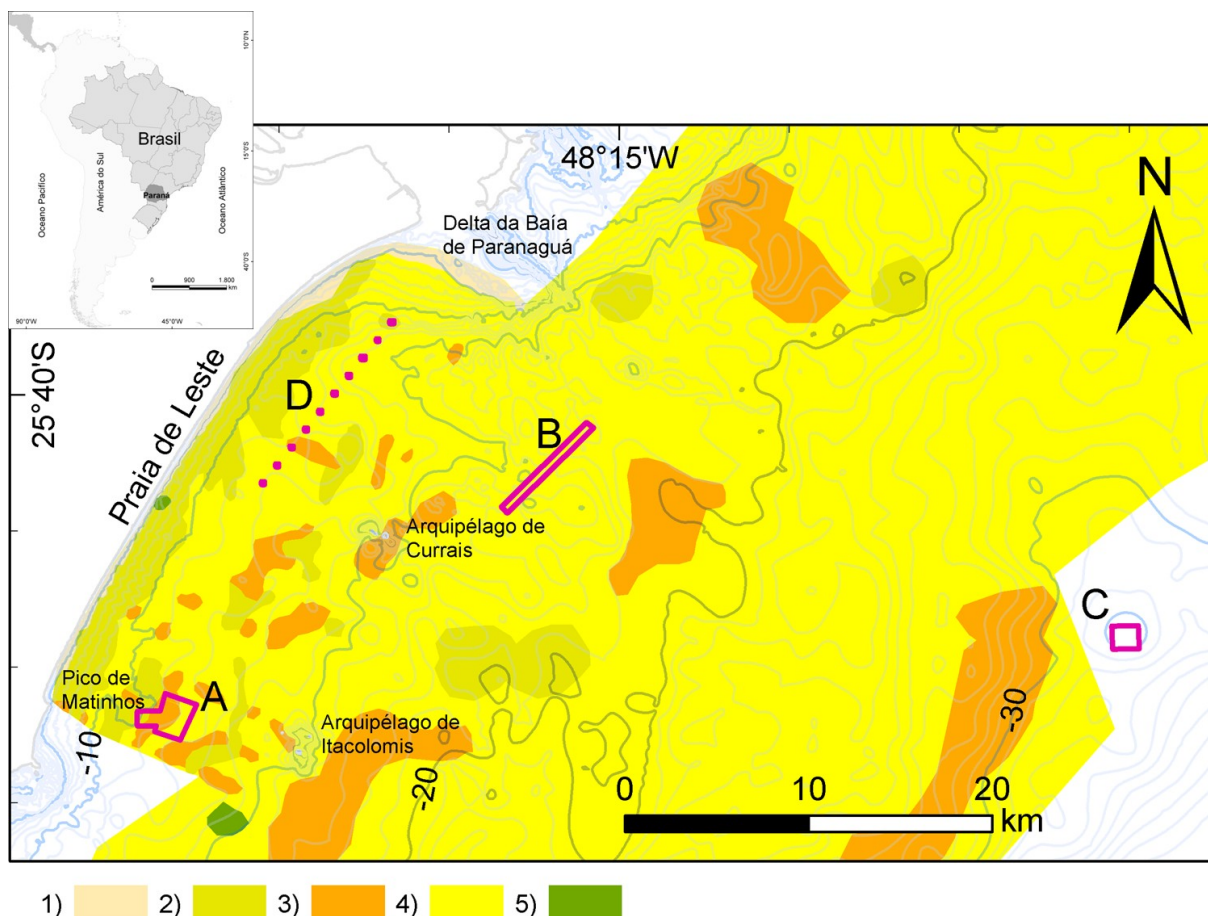


Figura 4.1 Áreas dos levantamentos geofísicos realizados com sonar de varredura lateral (A, B, C e D) na região central da plataforma interna do Paraná. 1) areias muito finas bem selecionadas próximas à costa, 2) areias lamosas, 3) areias médias a grossas, 4) areias finas bem selecionadas típicas da plataforma interna 5) sedimentos lamosos.

4.2 MATERIAIS E MÉTODOS

O levantamento sobre as formas de fundo foi realizado com sonar de varredura lateral com frequências de 340 e 600 kHz na região da plataforma interna de Praia de Leste entre 10 e 35 m de profundidade. As linhas geofísicas foram adquiridas com comprimentos entre 500 m e 9 km, num total de 146,687 km, e alcance lateral entre 50 e 75 m para cada lado tentando manter um recobrimento de 20% entre linhas para compor um mosaico sonográfico. Foram aplicados ajustes de ganho TVG (*time variable gain*) e AGC (*automatic gain control*) e correções de rastreo de fundo (*bottom tracking*) para cada sonograma de acordo com a qualidade

do sinal. Com os sonogramas processados foram elaborados os mosaicos sonográficos para todas as áreas levantadas.

Para caracterização das fácies sedimentares foram executados 19 furos de sondagem (figura 4.2) com 2 m de comprimento e 50 mm de diâmetro na região do levantamento sonográfico (A) entre o pico de Matinhos e o Arquipélago de Itacolomis. As sondagens foram realizadas por percussão manual em mergulho autônomo. Os testemunhos foram cortados em laboratório e as fácies foram identificadas de acordo com a textura dos sedimentos e a presença ou ausência de estruturas, bioclastos e bioturbação. A distribuição dos furos de sondagem permitiu a execução de perfis transversais e longitudinais (figura 4.3) e a identificação de continuidades laterais entre as fácies. A idade do depósito foi estimada pela datação de bioclastos pelo método ^{14}C convencional AMS calibrado. Foram selecionadas pequenas conchas inteiras, de até 5 mm, que não apresentaram marcas de abrasão devido ao transporte por longas distâncias e portanto foram depositadas aproximadamente no mesmo ambiente do estrato amostrado. As fácies foram definidas como corpos de areia que constituem unidades de aspecto uniforme e caracterizadas por critérios descritivos como textura, presença de estruturas e aspectos orgânicos (Middleton, 1978). A nomenclatura adotada foi adaptada de Miall (1978) com letras em caixa alta correspondendo a textura dos sedimentos, seguidas por letras em caixa baixa indicando a presença de estruturas internas e letras entre parenteses indicando observações sobre aspectos orgânicos como a presença de traços fósseis, bioturbação e bioclastos.

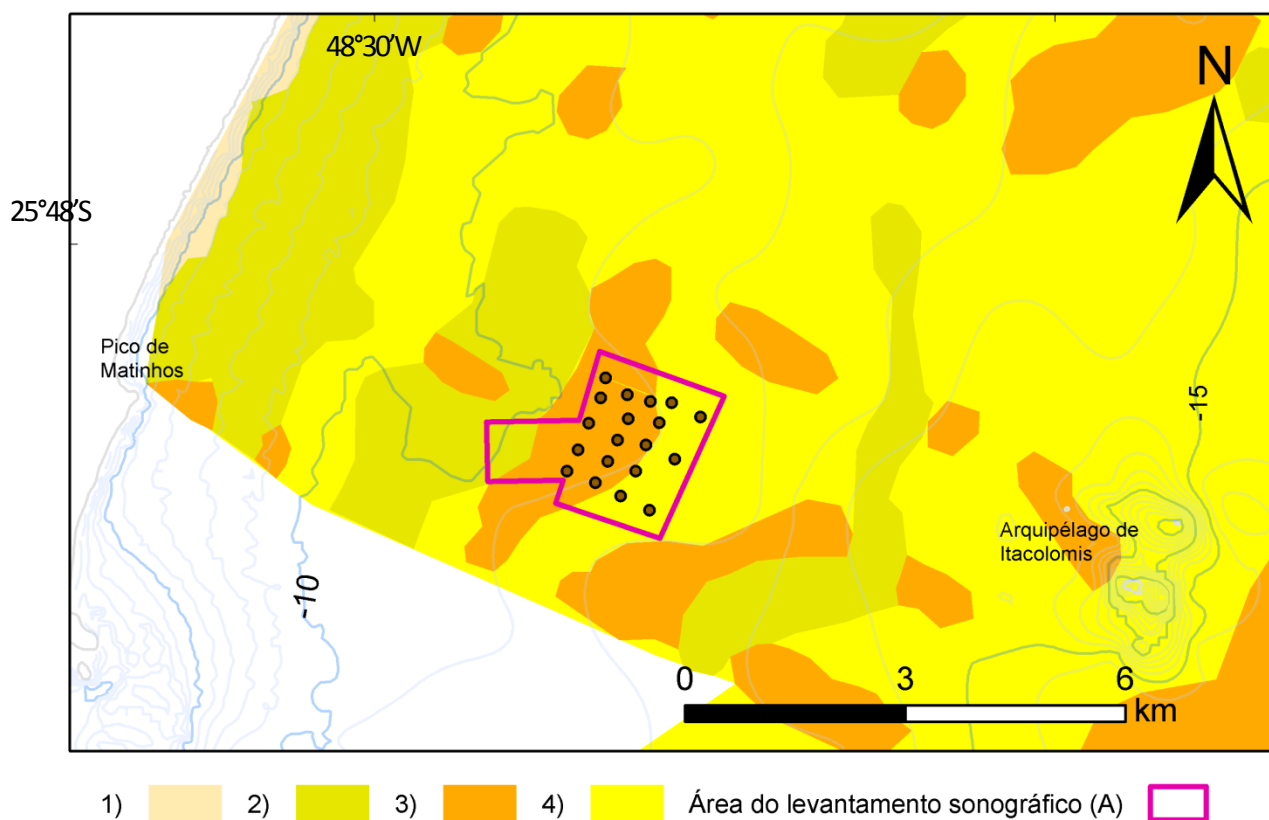


Figura 4.2 Localização dos furos de sondagem executados na área do levantamento sonográfico (A) (para localização ver figura 4.1). 1) areias muito finas bem selecionadas próximas à costa, 2) areias lamosas, 3) areias médias a grossas, 4) areias finas bem selecionadas típicas da plataforma interna

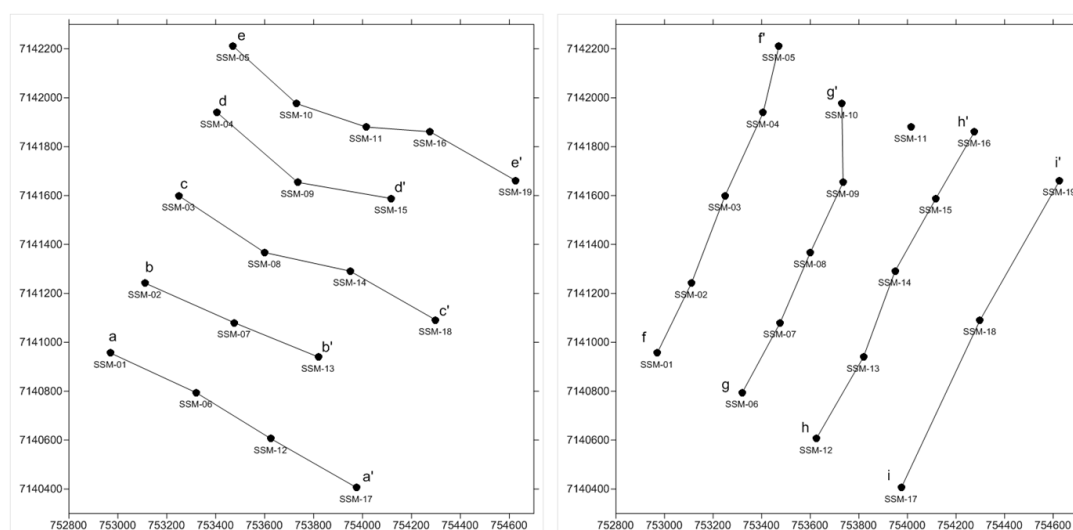


Figura 4.3 Seções transversais e longitudinais constituídas pelos furos de sondagem realizados na área A (ver localização na figura 4.2)

4.3 RESULTADOS

Foram identificados dois padrões de reflexão distintos nos mosaicos sonográficos. Os padrões de alta refletância foram associados a formas de fundo plano. Os padrões de baixa refletância foram associados a formas de fundo oblíquas à linha de costa constituídas por ondas de areia de aproximadamente 1 m de comprimento entre cristas, 0,3 m de altura e orientação SE-NO. A descrição dos testemunhos proveu informações sobre a superfície e a subsuperfície do substrato marinho. A recuperação média de material nas sondagens foi de 1,4 m. Na parte superficial das sondagens foram identificados dois tipos de sedimentos. Areias finas a muito finas foram relacionadas ao padrão de fundo plano identificado nos sonogramas. Areias médias foram relacionadas ao padrão de formado por ondas de areia. As fácies de subsuperfície ocorrem abaixo na camada reduzida do sedimento sugerindo que estes sedimentos compõem um substrato antecedente que não apresenta sinais de influência do regime hidrodinâmico atual.

4.3.1 Formas de fundo da plataforma interna do Paraná

Os sonogramas adquiridos revelaram dois padrões de reflexão distintos. Os padrões de alta refletância foram relacionados às areias finas predominantes na plataforma enquanto que os padrões de baixa refletância foram relacionados às areias médias a grossas que se distribuem em áreas isoladas entre 10 e 30 m de profundidade. As areias finas que não apresentam estruturas são características das formas de fundo de leito plano (LP). Os padrões de baixa refletância ocorrem como lineamentos de areia média a grossa compostas por ondas de areia incipientes (L) e áreas mais extensas representadas por ampla ocorrência de ondas de areia (OA) (figura 4.4).

Nos levantamentos realizados com resolução de 340 kHz o contato faciológico entre os padrões LP e OA foi mais bem marcado pela diferença de contraste enquanto os levantamentos em resolução de 600 kHz as ondas de areia

foram evidenciadas com mais nitidez. Em todas as áreas com ocorrência de formas de fundo OA as ondas de areia apresentam comprimento em torno de 1 m entre cristas e cerca de 0,30 m de altura. O alinhamento das cristas indica que estas são formadas por processos bidirecionais que atuam no sentido NO-SE incidindo obliquamente a linha de costa que coincidem com a direção predominante das ondas de tempestades. As formas de fundo associadas às ondas de areia apresentam geometria espacial delgada e distribuição oblíqua em relação à linha de costa.

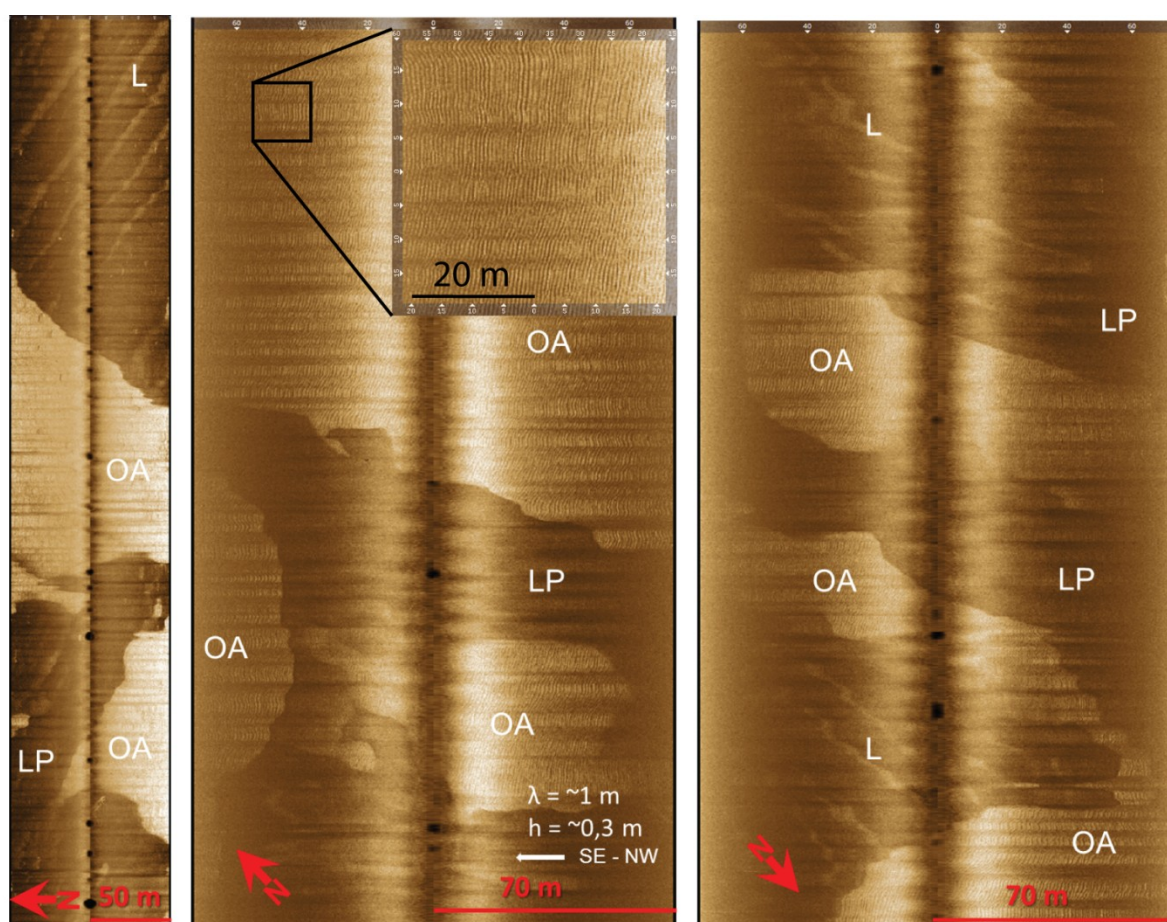


Figura 4.4 Exemplos dos padrões de reflexão encontrados nos sonogramas: (OA) padrão de reflexão com ondas de areia em áreas contínuas e extensas; (L) padrão de reflexão com ondas de areia incipientes distribuídas em lineamentos; (LP) padrão de reflexão de leito plano

Os lineamentos de areia (L) foram observados apenas em torno dos 10 m de profundidade nas áreas A e D associados aos padrões OA. A ocorrência do padrão OA até 35 m de profundidade na área C (figura 4.5 A) reforça o papel da atuação de ondas de tempestades na produção destas formas de fundo tendo em vista que

apenas ondas com comprimentos compatíveis aos de ondas geradas por tempestade têm capacidade de interagir com o fundo nesta profundidade. O mosaico sonográfico da área C revelou ainda maior extensão, aproximadamente 1 km de largura, do padrão de refletância OA quando comparado com as outras áreas.

As áreas A e B (figura 4.5) são marcadas pela presença de areias médias grossas em áreas isoladas na região da plataforma onde predominam as areias finas. Os mosaicos sonográficos nestas áreas revelaram que o contato faciológicos entre estes dois tipos de sedimentos ocorre em pequena escala contrastando com os levantamentos dos sedimentos de fundo descritos no capítulo 3. Nestas duas regiões pode-se observar uma relação entre a ocorrência de sedimentos grossos e feições morfológicas em forma de crista evidenciada pela inflexão das isóbatas no sentido costa a fora e os padrões de baixa refletância dos mosaicos sonográficos (figura 4.6)

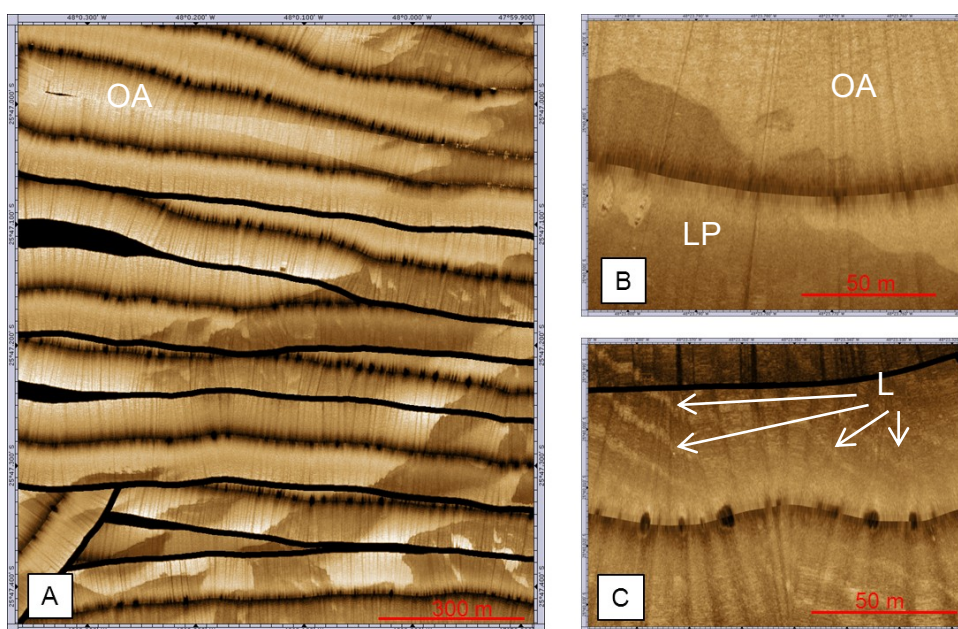


Figura 4.5 Mosaicos sonográficos em profundidade de 35 m (A) e 10 m (B) e (C). Detalhe do contato faciológico entre os padrões OA e LP (B). O padrão OA chega a 1000 m de largura (A). Lineamentos de sedimentos grossos (C). As áreas em preto não apresentam dados.

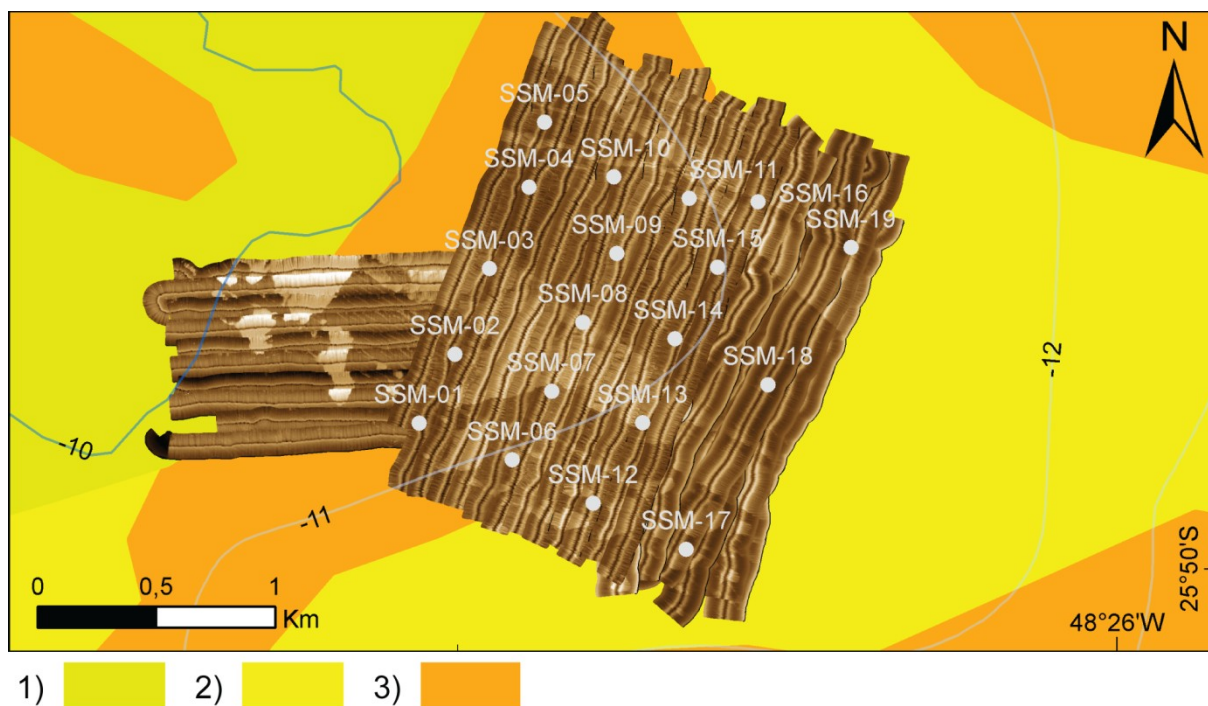


Figura 4.6 Mosaico sonográfico em área de contato entre sedimentos grossos e areias finas típicas da plataforma interna. (1) areias lamosas (2) areias finas bem selecionadas típicas da plataforma (3) areias médias a grossas.

4.3.2 Relações entre as formas de fundo e o substrato

Foram identificadas oito fácies distintas nos testemunhos coletados na área do levantamento sonográfico (A) (quadro 4.1). Em geral, nos primeiros 50 cm dos testemunhos ocorrem fácies de areia muito fina sem estrutura com bioclastos esparsos (Sm) e fácies de areia fina a média com estratificação cruzada e bioclastos esparsos (Sc). Estas fácies ocorrem acima do limite da camada reduzida dos sedimentos e foram interpretadas como depósitos atuais nos quais os sedimentos estão sujeitos à remobilização. As camadas inferiores foram interpretadas como o substrato antecedente não retrabalhado.

A fácies Sm(o) tem ampla distribuição em praticamente todos os testemunhos com continuidade lateral evidenciada nas seções transversais e longitudinais. As fácies Sm(b) e Sm(m) geralmente sucedem a fácies Sm(o). O conjunto destas três fácies é marcado por um aumento da bioturbação em direção ao topo. A fácies Sm(c) apresenta grãos angulosos de até 5 mm, concentração de bioclastos com

cerca de 30 mm e intraclastos de recifes de arenito com medidas entre 15 e 50 mm. Esta fácies foi interpretada como um depósito de tempestade com espessura entre 0,04 e 0,30 m e ocorre em contato erosivo com as fácies Sm(b), Sm(o) e Sm(m). As fácies Sm e Sc sucedem a fácies Sm(c) e podem apresentar sinais de bioturbação pontuais. A fácies Sg também marca um contato erosivo e apresenta gradação normal caracterizando um processo episódico de alta energia.

Quadro 4.1 Fácies identificadas nos testemunhos de sondagem.

Código de fácies	Descrição das fácies
Sm	Areia fina a muito fina maciça com bioclastos esparsos
Sm(b)	Areia fina maciça muito bioturbada
Sm(o)	Areia fina a média maciça com tubos de <i>Ophiomorpha</i> e detritos vegetais frequentes
Sg	Areia fina a média maciça com gradação normal e bioclastos esparsos
Sh	Areia fina com estratificação horizontal podendo conter lentes de lama
Sc	Areia fina a muito fina com estratificação cruzada de até 15° indistintas e bioclastos esparsos
Sm(c)	Areia média grossa maciça com concentração de bioclastos
Sm(m)	Areia fina a média maciça com intensa bioturbação e concentração de matéria orgânica

A seção transversal a-a' (figura 4.7) situa-se na região de leito plano. Esta seção apresenta continuidade da fácies Sm(o) entre 1,6 e 0,5 m em subsuperfície do leito e é sucedida pela fácies Sm(b) nos testemunhos situados costa a fora. A fácies Sm(c) é mais espessa no testemunho localizado na posição mais distante da costa com 0,3 m de espessura. Todos os testemunhos desta seção apresentam a fácies Sm na sua porção superior com espessura de até 0,5 m na sondagem SSM-12 (figura 4.7).

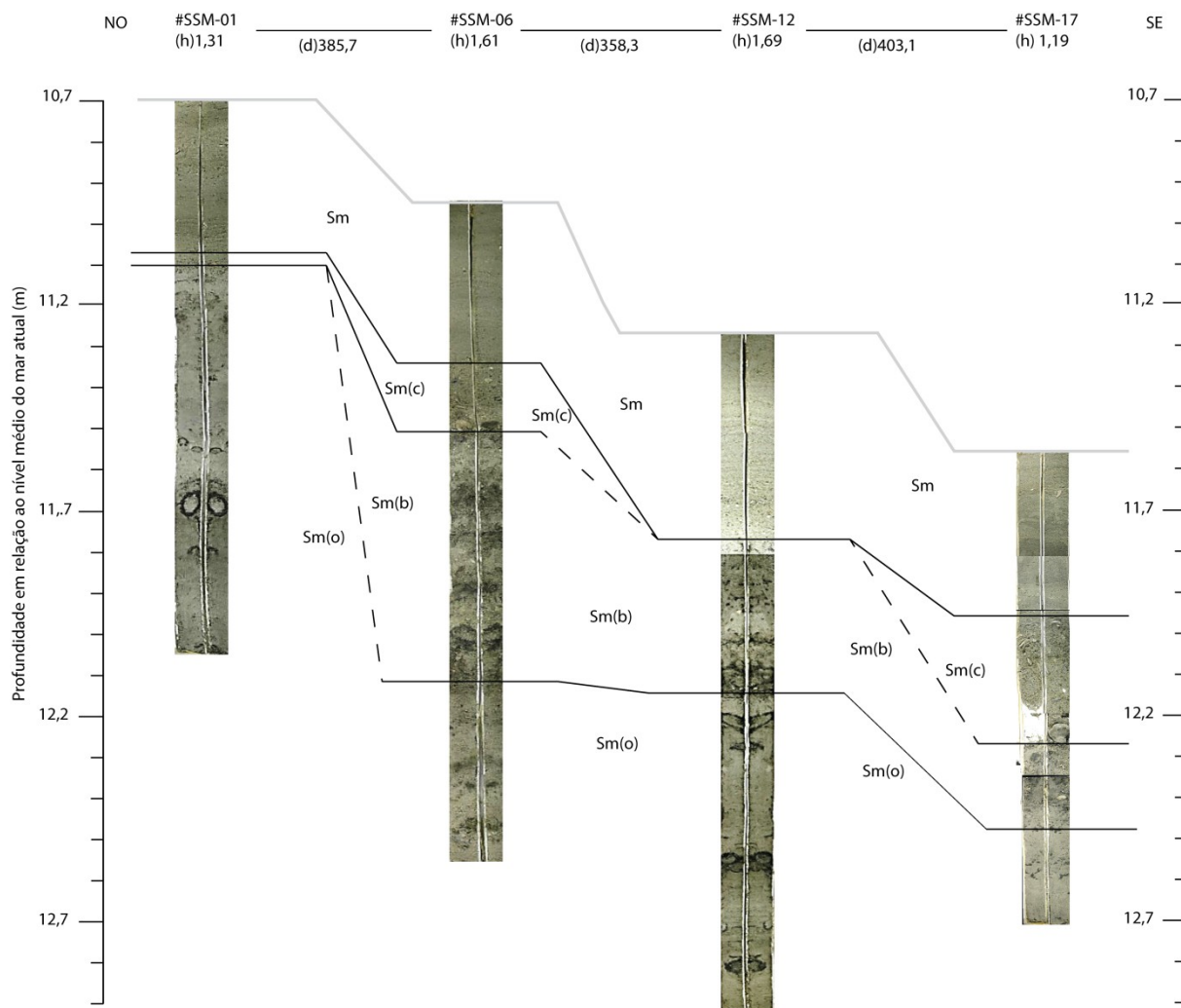


Figura 4.7 Seção transversal a-a' (localização na figura 4.3) em região de leito plano. A linha cinza representa a superfície do leito, (h) a altura do testemunho, (d) a distância entre as sondagens fora de escala, unidades em metros.

A seção transversal c-c' (figura 4.8) situa-se sobre a transição entre as formas de fundo OA e LP. Os testemunhos SSM-03 e SSM-08 foram locados sobre as formas de fundo com ondas de areia e apresentam fácies Sc em sua porção superior. A fácies Sc, composta por areias finas a médias, tem espessura de 0,7 m em ambos os testemunhos e apresenta gradação normal no testemunho SSM-03 indicando o acúmulo de material mais fino causada por decantação diferencial devido a diminuição de energia após a passagem de um evento de alta energia. Na região de leito plano os testemunhos SSM-14 e SSM-18 apresentam a fácies Sm na região superior. Abaixo da fácies Sm a fácies Sg marca o limite com a fácies Sm(m) que apresenta concentração de sedimentos finos com bioturbação e concentração de matéria orgânica (figura 4.8).

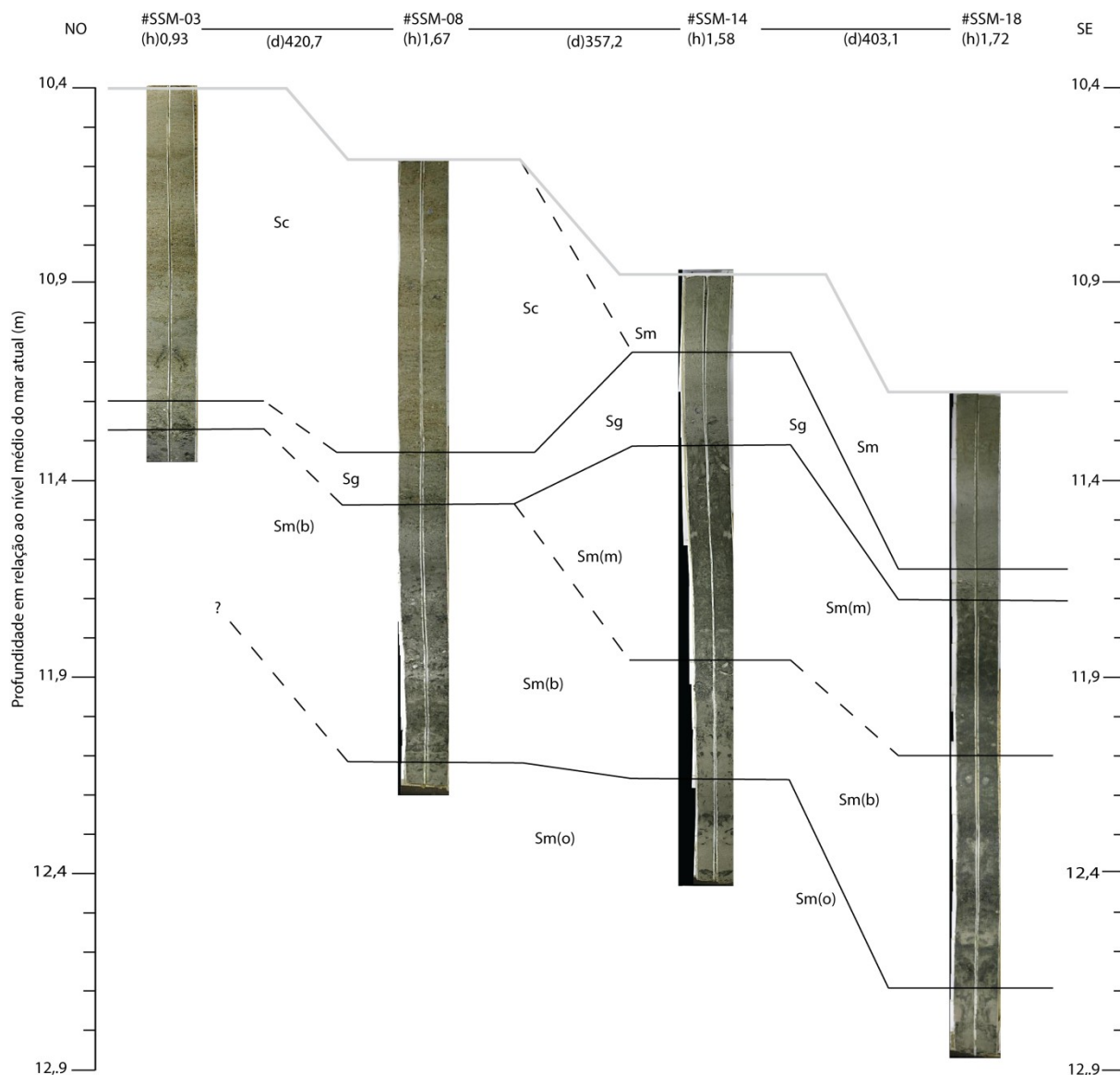


Figura 4.8 Seção transversal c-c' (figura 4.3) em região de contato faciológico entre os padrões de reflexão de ondas de areia e leito plano. A linha cinza representa a superfície do leito, (h) a altura do testemunho, (d) a distância entre as sondagens fora de escala, unidades em metros.

A seção transversal e-e' (figura 4.9) também representa uma transição entre as formas de fundo de leito plano e com ondas de areia. Os testemunhos SSM-11 e SSM-16 foram posicionados sobre o fundo com ondas de areia e apresentam a fácies Sc em sua porção superior com 0,5 m de espessura no testemunho SSM-16. A fácies Sm(c) é mais espessa no testemunho SSM-19 com 0,4 m de espessura. Novamente a fácies Sm(o) ocorre na base de todos os testemunhos desta seção e é interrompida pelas fácies Sm(c) exceto nos testemunhos SSM-11 e SSM-16 nos quais são sucedidos por fácies Sg e Sc em gradação normal. Na sondagem SSM-11 acima da fácies Sg, em uma camada de 3 cm de espessura, ocorrem areias finas

com estrutura horizontal com presença de uma lente de lama correspondente a fácies Sh. Esta fácies também foi encontrada na sondagem SSM-02 e foi interpretada como um depósito resultado de período de calmaria indicando a alternância de eventos de bom tempo e tempestade na plataforma.

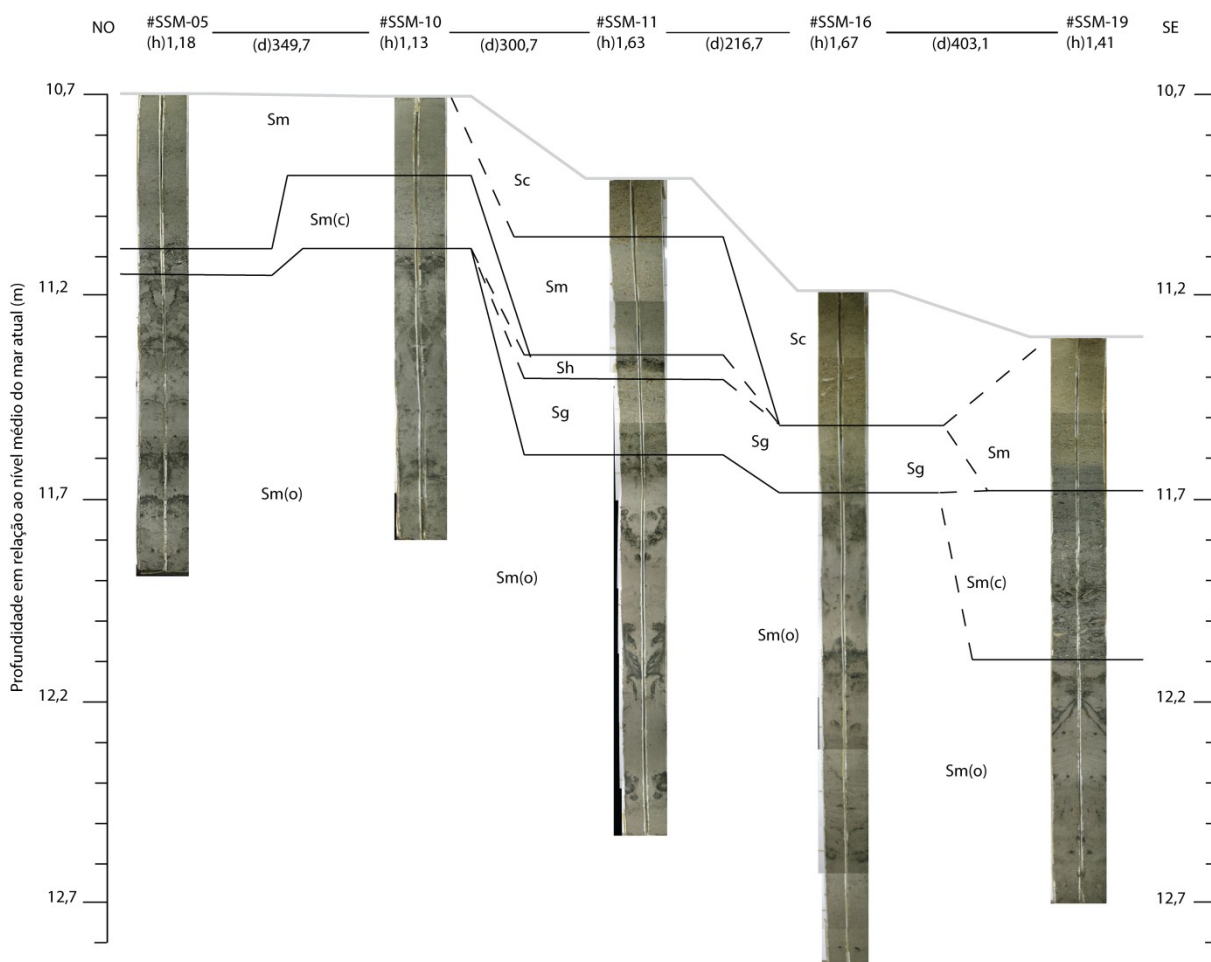


Figura 4.9 Seção transversal e-e' (figura 4.3) em região de contato faciológico entre os padrões de reflexão de ondas de areia e leito plano. A linha cinza representa a superfície do leito, (h) a altura do testemunho, (d) a distância entre as sondagens fora de escala, unidades em metros.

Os testemunhos de sondagem SSM-17, SSM-18 e SSM-19 compõem a seção i-i' (figura 4.10) disposta longitudinalmente em relação à linha de costa. Nas duas extremidades desta seção pode-se observar a ocorrência do padrão OA em contato abrupto com LP na região central. A fácies Sm(c) observada nos dois testemunhos das extremidades ocorre abaixo da fácies Sm que apresenta espessura de aproximadamente 40 cm. Se a ação de ondas de tempestade combinada às correntes longitudinais tiver energia suficiente para remover os sedimentos da fácies Sm, então a fácies Sm(c) pode ser exposta ao

retrabalhamento e se ordenar em ondas de areia do padrão OA como àquelas observadas nos mosaicos sonográficos descritos na seção 4.3.1.

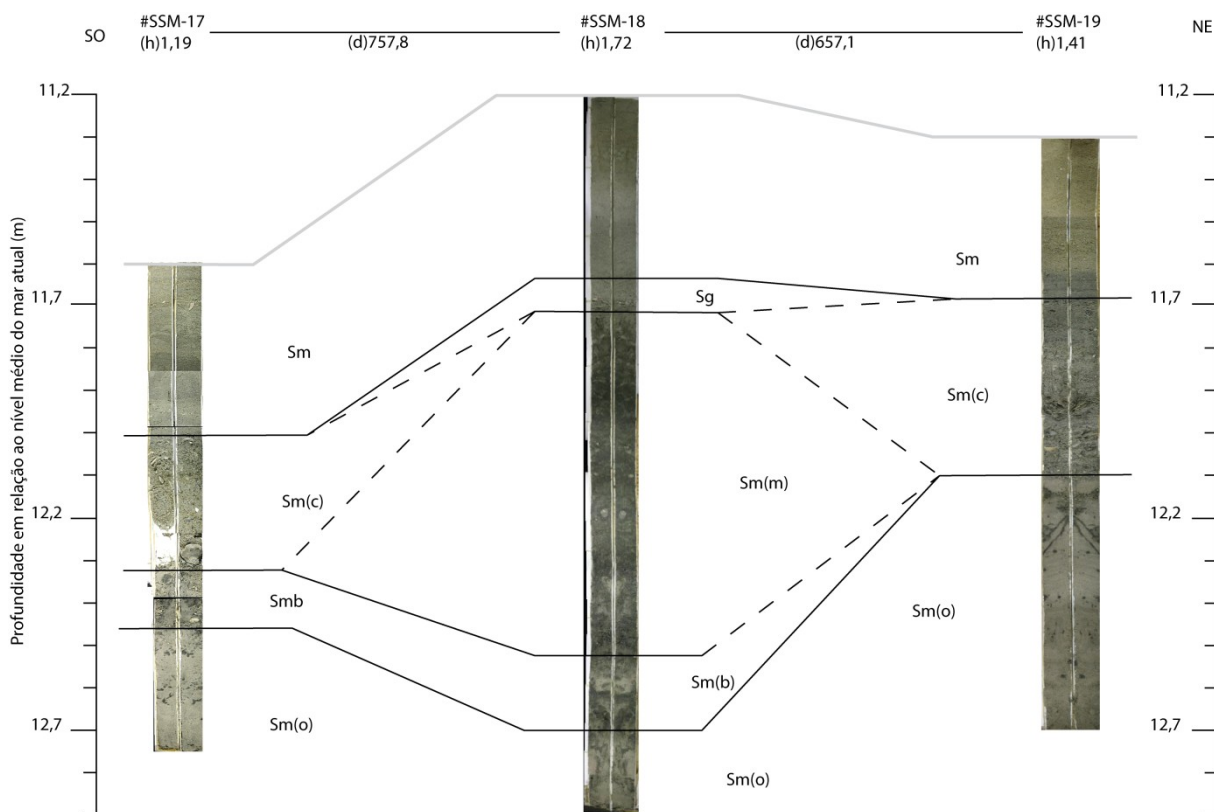


Figura 4.10 Seção longitudinal i-i' (localização na figura 4.3) em região de contato faciológico entre os padrões de reflexão de ondas de areia e leito plano. A linha cinza representa a superfície do leito, (h) a altura do testemunho, (d) a distância entre as sondagens fora de escala, unidades em metros.

A fácies Sc presente no topo das sondagens SSM-03, SSM-08, SSM-11 e SSM-16 representa os padrões de sedimentos grossos com ondas de areia. Esta fácies ocorre geralmente associada ao topo das feições morfológicas tipo cristas arenosas (figuras 4.11 e 4.12), mas também pode ocorrer nas vertentes das mesmas (figura 4.13). Nas sondagens SSM-02 e SSM-07 a fácies Sc ocorre soterrada pela fácies Sm com limite marcado por gradação normal (figuras 4.11 e 4.12).

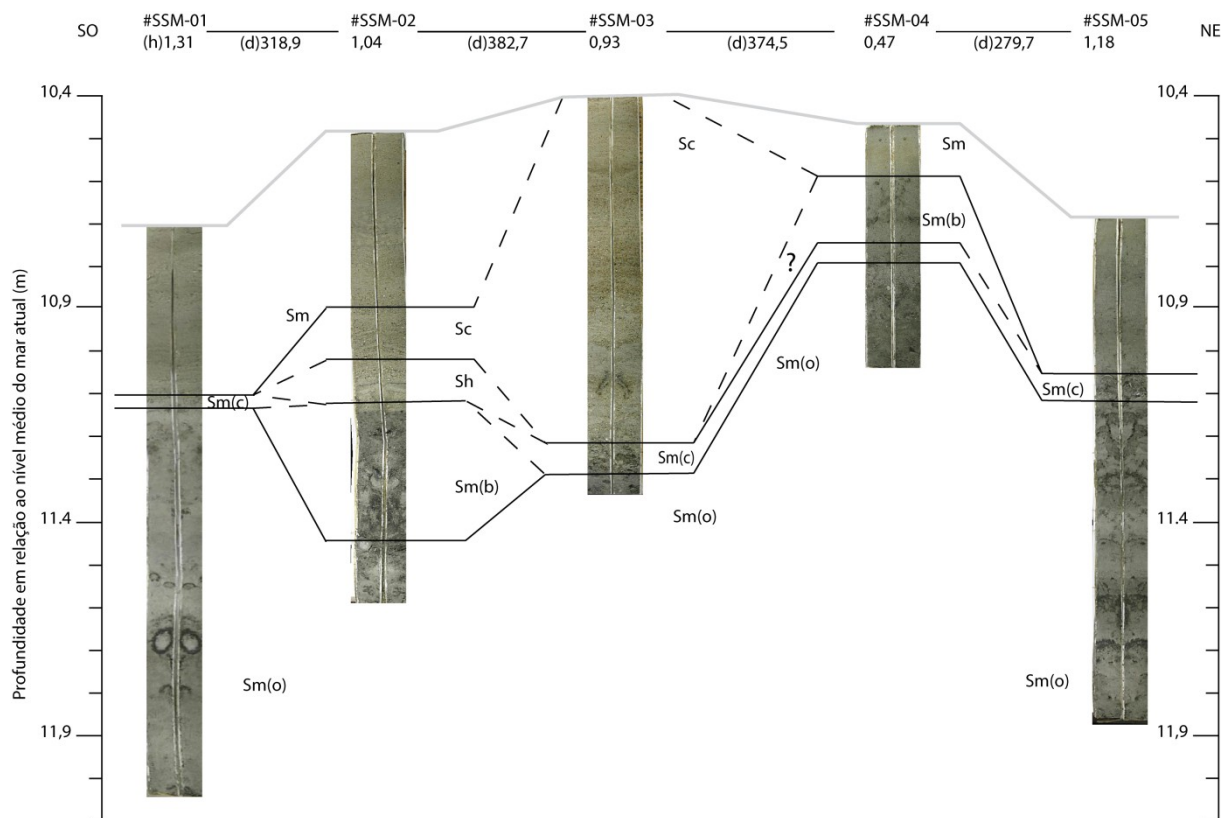


Figura 4.11 perfil longitudinal f-f' (localização na figura 4.3) em região de contato faciológico entre os padrões de reflexão de ondas de areia e leito plano. A linha cinza representa a superfície do leito, (h) a altura do testemunho, (d) a distância entre as sondagens fora de escala, unidades em metros.

Os bioclastos encontrados nas oito fácies observadas nos testemunhos foram amostrados e separados para datação. As conchas foram identificadas e revelaram a presença ampla de uma espécie de gastrópode *Halistylus columna* da qual não há registro na plataforma interna do Paraná. Também foram identificadas espécies estuarinas que podem ser encontradas vivas na plataforma como *Corbulla contracta* e *Anomalocardia brasiliiana* e outras que não são encontradas vivas como *Tellina sp.* Entretanto a maioria das conchas é de espécies de moluscos de origem marinha como *Semele nuculoides*, *Glycymeris spp.* e *Mactra sp.*

As datações de conchas nos testemunhos proveram idades entre 1470 +/- 30 AP e 7170 +/- 30 AP correspondendo respectivamente às fases regressivas e transgressivas do nível do mar durante o Holoceno. A idade mais antiga corresponde ao final da transgressão holocênica e foi obtida da concha de *Olividae/Mactra sp.* encontrada na fácies Sm(o) com maior profundidade relativa ao nível do mar atual 12,25 a 12,29 m. As demais conchas foram de *H. columna* e correspondem ao período de regressão do nível do mar do Holoceno (quadro 4.2).

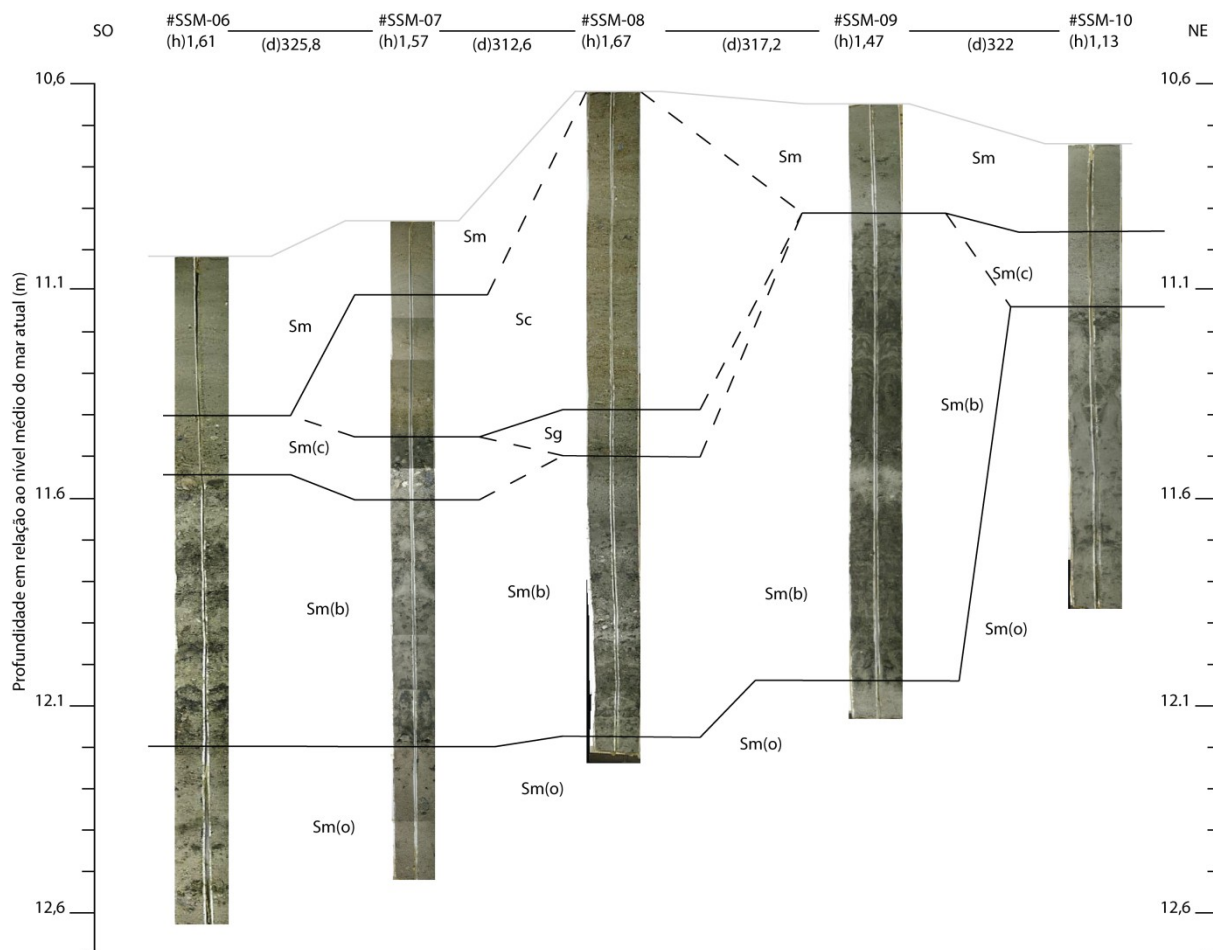


Figura 4.12 Seção longitudinal g-g' (localização na figura 4.3) em região de contato faciológico entre os padrões de reflexão de ondas de areia e leito plano. A linha cinza representa a superfície do leito, (h) a altura do testemunho, (d) a distância entre as sondagens fora de escala, unidades em metros.

Quadro 4.2 Datações realizadas nos testemunhos

Identificação das amostras	Fácies	Profundidade abaixo do leito	Profundidade ao nível do mar atual	Datação ¹⁴ C medida	AMS Convencional	Espécies
#1F4/112-115	Sm	0,16 - 0,19	10,92 - 10,95	1020 +/- 30BP	1470 +/- 30 BP	<i>H. columna</i>
#7F1/13-17	Sm(o)	1,40 - 1,44	12,25 - 12,29	6770 +/- 30BP	7170 +/- 30 BP	<i>Olividae / Mactra sp.</i>
#7F2/37-41	Sm(b)	1,16 - 1,20	12,01 - 12,05	2090 +/- 30BP	2540 +/- 30 BP	<i>H. columna</i>
#9F2/16-20	Sm(m)	1,27 - 1,31	11,93 - 11,97	1610 +/- 30BP	2060 +/- 30 BP	<i>H. columna</i>

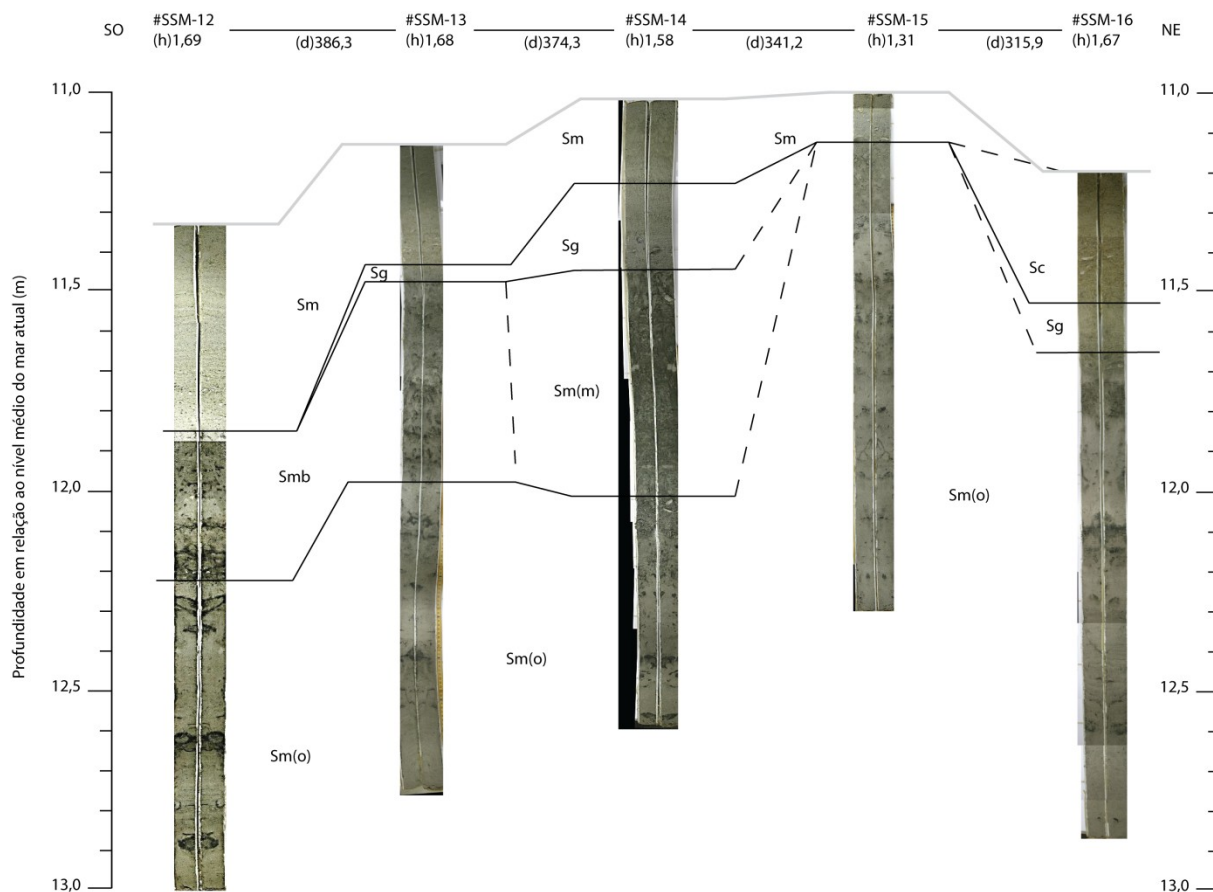


Figura 4.13 Seção longitudinal h-h' (localização na figura 4.3) em região de contato faciológico entre os padrões de reflexão de ondas de areia e leito plano. A linha cinza representa a superfície do leito, (h) a altura do testemunho, (d) a distância entre as sondagens fora de escala, unidades em metros.

4.4 DISCUSSÃO

Dorsais arenosas (*sand ridges*) são formadas pela ação de correntes de retorno que transportam sedimentos costa a fora (Trowbridge, 1995). Depressões com marcas onduladas também são associadas a ação de correntes transversais costa a fora (Cacchione *et al.*, 1984). Já as formas de fundo ordenadas (*sorted bedforms*) são formadas pela ação combinada de fluxos laminares produzidos por correntes costeiras e movimentos oscilatórios produzidos por ondas (Murray e Thieller, 2004). A presença do padrão OA identificado até a profundidade em torno de 30 m e as evidências de transporte em direção à costa descritas para a barreira holocênica de Praia de Leste por Souza *et al.* (2012) levam a crer que as condições

hidrodinâmicas da plataforma interna paranaense favorecem o desenvolvimento de formas de fundo ordenadas. Correntes de retorno não teriam energia suficiente para transportar sedimentos a cerca de 30 Km da costa. Os lineamentos de areia grossa (L) são embriões das formas de fundo que tendem a se organizar e se agregar às feições de larga escala de acordo com o processo proposto Murray e Thieller (2004). Os alinhamentos destas formas de fundo oblíquos à linha de costa sugerem ainda que a distribuição dos sedimentos grossos na plataforma interna do Paraná deve seguir o mesmo padrão espacial alongado e oblíquo em relação à linha de costa.

A associação de fácies descritas nas sondagens corresponde ao ambiente de plataforma interna quando o nível do mar estava mais elevado em cerca de 2 ± 1 m acima do nível atual de acordo com Angulo *et al.* (2006) em profundidades entre de 12 a 13 m do paleonível do mar. As fácies mais comuns nas sondagens foram as areias finas maciças muito bioturbadas e as areias finas maciças com *Ophiomorpha*. A concentração de matéria orgânica, intensa bioturbação e a presença de areias grossas em contato abrupto sugerem a predominância de processos de decantação intercalados com períodos de intenso retrabalhamento pela ação de tempestades. Esta associação é muito semelhante a associação de plataforma interna descrita por Souza *et al.* (2012).

A fácies Sm(c) descrita como um depósito de tempestade marca o limite da transição entre o substrato mais antigo e os depósitos atuais da plataforma interna e pode ser interpretada como uma superfície erosiva. A fácies Sg com gradação normal também representa um depósito decorrente de evento de tempestade, mas se distingue da fácies Sm(c) pela granulação dos sedimentos que a compõem, geralmente mais finos, menor presença de bioclastos e a gradação normal que não é evidente na fácies Sm(c).

As fácies Sc na porção superior das sondagens podem ser interpretadas como depósitos mais sujeitos ao retrabalhamento e que perdem areias finas. As fácies Sm, por sua vez representam depósitos que recebem contribuição de areias finas. Os sedimentos finos bem selecionados típicos da plataforma que compõem a fácies Sm são retrabalhados pela ação de ondas de tempestade, transportados por correntes costeiras e em seguida depositados conforme a energia diminui. Este processo é representado pela presença de fácies Sm sobre Sc nas sondagens SSM-02 e SSM-07. Os sedimentos finos se acumulam de modo a formar feições morfológicas de barras oblíquas a costa. O processo que dá origem as formas de

fundo ordenadas descrito por Murray e Thielér (2004) parece atuar na seleção dos sedimentos da plataforma interna do Paraná. A fácies Sm apresenta maior espessura no flanco sudoeste das barras oblíquas a montante do sentido preferencial das correntes longitudinais. O substrato antecedente também se encontra mais profundo neste sentido (figuras 4.11, 4.12 e 4.13). Esta configuração indica maior intensidade no retrabalhamento do substrato pela ação de ondas de tempestade que passa a compor a fácies Sm e se torna disponível para o transporte pelas correntes costeiras. Os sedimentos retrabalhados que atingem altura suficiente para romper a barreira das barras oblíquas são transportados para nordeste. Este processo não explica completamente a formação das barras oblíquas que deve ter sua manutenção controlada por feições de maior escala, mas é coerente com a distribuição e manutenção das formas de fundo geradas por tempestades.

A descrição das fácies e o período determinado pela datação de ^{14}C sugerem que o substrato abaixo das formas de fundo corresponde ao ambiente de plataforma interna holocênica quando o nível do mar estava mais alto que o atual. A partir das datações é possível inferir uma progradação na ordem de 2,5 km da barreira de Praia de Leste nos últimos 2.500 anos AP (figura 4.14). A espessura do substrato holocênico indica que a regressão promoveu pouco aporte de sedimentos na plataforma interna na ordem de 1,20 m nos últimos 2540 \pm 30 anos AP. A idade mais antiga encontrada na fácies Sm(o) foi datada em 7170 \pm 30 AP correspondendo ao período do final da transgressão holocênica. Entretanto não é possível afirmar que o depósito represente um ambiente transgressivo pois o material datado pode ser indicativo de uma inversão de idade conforme descrito por Angulo *et al.* (2008). A camada mais recente, com idade de 1470 \pm 30 AP, determinada pela fácies Sm representa sedimentos palimpséticos remobilizados pela ação de tempestades a 19 cm abaixo do leito. Esta configuração reforça o papel do substrato antecedente como fonte de sedimentos que sustenta a morfologia da plataforma interna do Paraná. A amostra datada é proveniente de um substrato anteriormente soterrado que aflora na superfície do leito devido às forças hidrodinâmicas dando origem aos depósitos modernos da plataforma interna.

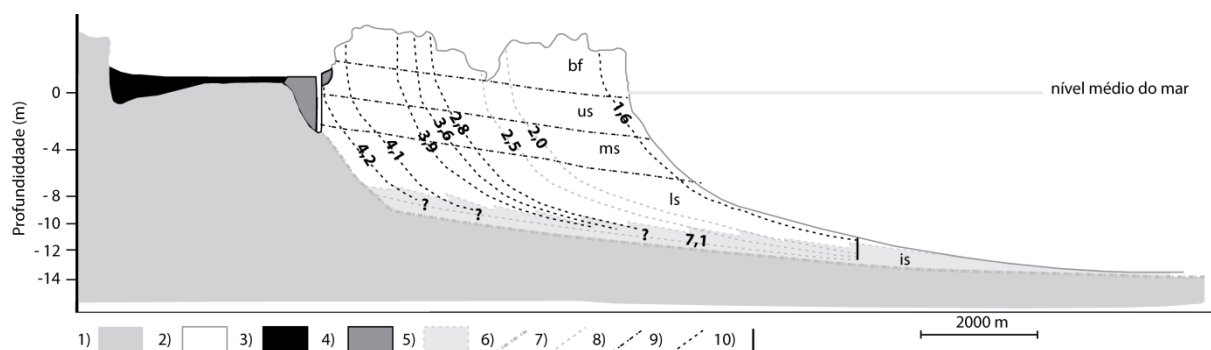


Figura 4.14 Perfil esquemático da barreira de Praia de Leste (modificado de Angulo *et al.*, 2009). (1) substrato pleistocênico, (2) barreira holocênica, (3) paleolaguna holocênica, (4) sedimentos aluviais, (5) sedimentos da plataforma interna, (6) superfície de ravinamento, (7) isócronas (deste estudo), (8) limites das associações de fácies, (9) isócronas (Souza, 2005), (10) localização dos furos de sondagem; (bf) face praial, (us) face litorânea superior, (ms) face litorânea intermediária, (ls) face litorânea inferior.

As barras arenosas oblíquas e as formas de fundo ordenadas na plataforma interna do Paraná são conspícuas como em outras partes do mundo. O declive suave da plataforma continental e a espessura dos depósitos sedimentares e a natureza dos processos hidrodinâmicos parecem promover seu desenvolvimento. Formas de fundo ordenadas foram interpretadas como indicadores de erosão no flanco leste de um pontal remanescente do Pleistoceno que são transportados para oeste fornecendo sedimentos modernos a um campo de dorsais arenosas conectadas a face litorânea na costa oeste de Fire Island, Nova Iorque (Schwab *et al.*, 2014). De maneira análoga as sondagens na plataforma interna do Paraná apresentam sedimentos retrabalhados na superfície do leito e um substrato preservado que parece fornecer sedimentos que alimentam as barras oblíquas a costa.

A assinatura estratigráfica de formas de fundo ordenadas na costa nordeste da Ilha Norte da Nova Zelândia foi caracterizada por alternância entre sequências de areias finas e grossas que, segundo Trembains e Hume (2011), não corresponde a alternância de períodos de alta e baixa energia, mas sim a um mecanismo de retroalimentação morfodinâmico operando na camada limite de fundo. Em alguns testemunhos de sondagens neste estudo foram observadas fácies Sm sobrepostas a Sr consistentes com a assinatura estratigráfica descrita por Trembains e Hume (2010). Tensões de cisalhamento derivadas da ação de ondas e correntes de maré indicam frequente remobilização de sedimentos finos e remobilização episódica de

sedimentos grossos num trabalho sobre a persistência decadal de formas de fundo ordenadas na costa nordeste da Alemanha (Diesing *et al.*, 2006). Os autores destacam que os padrões de remobilização episódicas permaneceram estáveis durante 26 anos de observação e constataram o surgimento de novas formas de fundo concluindo que eventos extremos são importantes na geração das formas de fundo ordenadas enquanto a ação quase contínua de maré são responsáveis pela manutenção de seu formato final. Goff *et al.*, 2005 constataram que as formas de fundo ordenadas apresentam assimetrias laterais em termos de granulação dos sedimentos e de morfologia sendo que em geral maior granulação e maior profundidade são encontradas tipicamente no flanco oeste em águas rasas sugerindo uma resposta a atuação de correntes longitudinais. Na plataforma interna do paraná as formas de fundo ordenadas apresentaram assimetrias nas formas de fundo com maiores profundidades no flanco sudoeste das barras oblíquas (figuras 4.10, 4.12 e 4.13). A migração das formas de fundo na plataforma do Paraná é promovida em curta escala por assimetrias nas velocidades orbitais de ondas e em larga escala pela ação de correntes longitudinais.

Goff *et al.* (2005) apontam que refletores sísmicos aproximadamente contínuos podem ser encontrados abaixo das formas de fundo ordenadas truncando sistemas de canais fluviais soterrados. Estes refletores foram interpretados por Goff *et al.* (2005) como uma superfície de ravinamento e o contato entre sedimentos glacio-fluviais pobremente selecionados e areias finas a grossas bem a moderadamente bem selecionadas na superfície. Esta superfície erosiva pode ser análoga as fácies Sm(c) e Sg evidenciadas nas sondagens da plataforma interna do Paraná separando sedimentos mais antigos que correspondem ao ambiente de plataforma interna holocênica com idades em torno de 2 a 2,5 mil anos AP. Goff *et al.* (2005) observaram formas de fundo ordenadas na costa da Carolina do Norte abrangendo um amplo espectro de anomalias batimétricas, na ordem de centímetros a metros, de granulação dos sedimentos, entre 0,250 a 2,00 mm, e de formas morfológicas, envolvendo cavas, escarpas e dunas subaquosas. Nós encontramos associações entre a granulação dos sedimentos e barras oblíquas em quatro áreas, entre 10 e 35 m de profundidade onde foram realizados levantamentos geofísicos com sonar de varredura lateral. Entretanto os dados apresentados no capítulo 3 mostram uma ampla ocorrência de áreas isoladas de sedimentos grossos em toda a extensão da plataforma interna do Paraná de modo que uma diversidade ainda

maior de formas de fundo ordenadas, em relação a morfologia e anomalias batimétricas, podem ser reveladas por levantamentos geofísicos em maior escala.

4.5 CONCLUSÃO

Na plataforma interna do Paraná não há fontes evidentes nem energia suficiente para transportar areias médias a grossas por longas distâncias. Estas são principalmente oriundas de afloramentos de substratos mais antigos que sob a ação de ondas e tempestades se ordenam no entorno dos afloramentos. Feições observadas nos registros do sonar de varredura lateral são características de ambiente dominado por tempestade. Formas de fundo alongadas compostas por ondas de areias médias a grossas com aproximadamente 0,3 m de altura e cristas longitudinais à costa com a face mais íngreme indicando transporte no sentido SE-NO. As formas de fundo observadas apresentam características de formas de fundo ordenadas conforme descritas por Murray e Thieller (2004). As sondagens mostraram que apenas a camada superior dos sedimentos da plataforma, com cerca de 50 cm de espessura está sujeita a atuação dos processos hidrodinâmicos promovidos pela ação de ondas de tempestade e correntes longitudinais. A mobilização dos sedimentos é controlada por correntes costeiras e ondas de tempestade. As fácies Sm mais desenvolvidas no flanco SE dos testemunhos indica que a principal forçante que atua na distribuição dos sedimentos, quando em suspensão por ondas de tempestade, está relacionada com as correntes longitudinais no sentido SE-NO. A manutenção das formas de fundo e da morfologia da plataforma interna do Paraná tem como principal fonte de sedimentos o substrato. Em regiões de até 15 m de profundidade as barras oblíquas podem migrar longitudinalmente sobre a plataforma interna no sentido da deriva e em direção a costa eventualmente aderindo às barras arenosas nos deltas dos estuários. Em maiores profundidades as barras oblíquas podem contornar o delta margeando o lobo terminal podendo avançar sobre setores da costa à jusante da deriva.

5. FEIÇÕES SÍSMICAS RELACIONADAS À MORFOLOGIA DA PLATAFORMA INTERNA PARANAENSE

5.1 INTRODUÇÃO

A complexidade morfológica e a distribuição heterogênea dos sedimentos no leito marinho podem ser relacionadas a geologia do substrato (Duke, 1985; Amos *et al.*, 1988; Amos *et al.*, 1996; Li e Amos, 1999; Bastos *et al.* 2003; Browder e McNinch 2006). Browder e McNinch (2006) encontraram correlação entre paleocanais, barras oblíquas e afloramentos de sedimentos grossos. Os afloramentos podem ser compostos por sedimentos de preenchimento de canais relíquias que interagem com o regime hidrodinâmico produzindo formas de fundo ordenadas (Browder e McNinch, 2006).

As alterações na morfologia das plataformas continentais podem ser explicadas em termos de acúmulo ou remoção de sedimentos de acordo com o regime hidrográfico, aporte e distribuição dos sedimentos (Swift e Thorne, 1991). Em regiões costeiras com baixo aporte sedimentar desde o último máximo glacial os paleocanais são preservados na morfologia atual da plataforma continental. No nordeste brasileiro paleocanais e vales incisos são encontrados na superfície da plataforma em um ambiente caracterizado como faminto por sedimentos (e.g. Vital *et al.*, 2008). Por outro lado quando o aporte sedimentar é suficiente os paleocanais são preenchidos e cobertos por sedimentos depositados durante e após a subida do nível do mar. No extremo sul do Brasil paleocanais encontram-se em subsuperfície soterrados por cerca de 9,5 m de sedimentos na plataforma interna (Abreu e Calliari, 2005). Na plataforma interna do Paraná Veiga *et al.* (2011) descrevem a ocorrência de paleocanais e vales incisos mostrando que este ambiente já foi recortado por uma densa rede de drenagem antes de serem afogados pela última transgressão do Holoceno. Diferente do nordeste e do extremo sul do Brasil, na plataforma do Paraná os paleocanais não parecem estar soterrados apesar de parcialmente preenchidos. Desta maneira a plataforma interna do Paraná pode representar uma

situação intermediária na qual os paleocanais foram preenchidos por um aporte sedimentar inicial e atualmente se encontram em processo de erosão.

Os paleocanais em subsuperfície na plataforma continental podem atuar como canais preferenciais de descarga de água subterrânea (e.g. Gallardo e Marui, 2006; Mulligan *et al.*, 2007; Bratton, 2010) facilitando o fluxo de nutrientes e metais dissolvidos para o ambiente marinho (Kroeger *et al.*, 2007; Niencheski *et al.*, 2007; Windom *et al.*, 2006). A influência da descarga de águas subterrâneas na plataforma interna pode alterar as características físicas dos sedimentos tornando-os mais ou menos sujeitos a erosão podendo assim influenciar na morfologia do leito (Browder e McNinch, 2006).

5.1.1 Área de estudo

Os levantamentos sísmicos foram realizados no setor de Praia de Leste da plataforma interna do Paraná em oito linhas sísmicas paralelas e uma transversal à costa (figura 5.1). A região é marcada pela predominância de areias finas bem selecionadas em fundos planos e áreas isoladas de areias médias a grossas geralmente nas imediações de feições morfológicas tipo cristas normais à costa. O padrão de drenagem da planície costeira nesta região é paralelo à costa e juntamente aos demais rios das bacias hidrográficas da Serra do Mar deságuam no estuário da Baía de Paranaguá. A barreira holocênica regressiva na planície de Praia de Leste apresenta feições características de transporte de sedimentos em direção à costa (Souza *et al.* 2012). A costa e a plataforma são caracterizadas como dominadas por ondas e tempestades (Lessa *et al.*, 2000; Veiga *et al.* 2006 e Angulo *et al.*, 2009). As direções principais de propagação de ondas na plataforma interna são de SSE e SE, associados à atuação de ciclones subtropicais, com altura de onda significativa e período predominantes entre 0,5 a 1,5 m e 6 e 9 s (Nemes e Marone, 2013). Os valores máximos para altura significativa e período podem chegar a 7,3 m e 15 s na quebra da plataforma (Pianca *et al.* 2010) e 5 m e 17 s próximos da costa (Nemes e Marone, 2013). Estas características da costa nesta

região sugerem que a plataforma interna tem atuado como fonte de sedimentos para a costa desde o período de nível de mar alto do Holoceno.

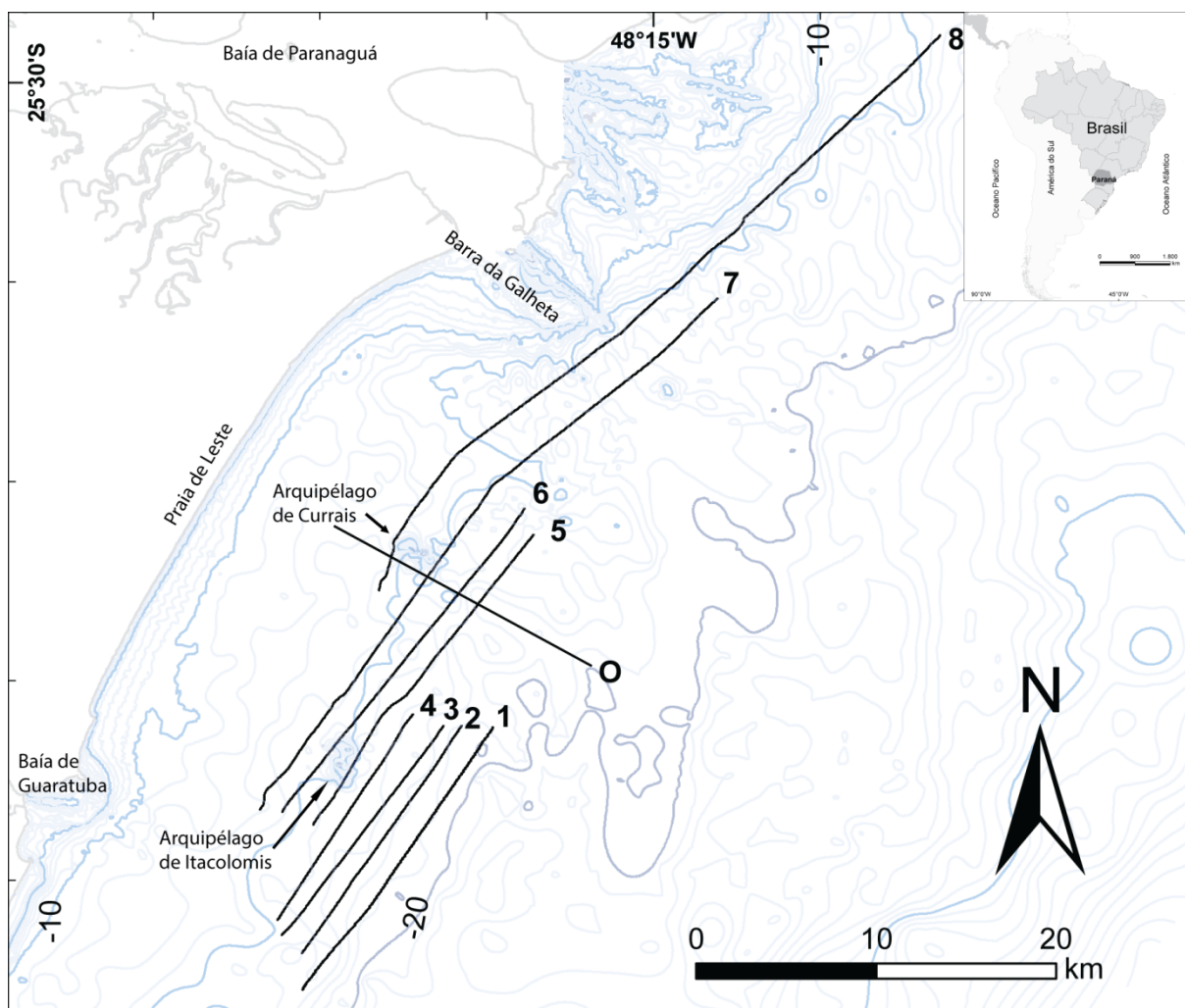


Figura 5.1 Localização da área de estudo. (1 – 8) perfis sísmicos longitudinais entre perfis sísmicos (O) perfil sísmico transversal a plataforma interna do Paraná.

5.2 MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados geofísicos foram obtidos com perfilador de subsuperfície tipo *chirp* com frequência de 3,5 kHz e 2 kW de potência e um *array* de 4 transdutores CHIRP com capacidade de penetração em sedimentos até 100 m com menos de 10 cm de resolução. As linhas sísmicas foram adquiridas em oito perfis paralelos e um transversal à linha de costa durante um cruzeiro realizado a bordo do Navio

Oceanográfico Atlântico Sul, da Universidade Federal do Rio Grande, com recursos do projeto Recursos Minerais da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (REMPLAC). As linhas foram planejadas de modo a interceptar as áreas de sedimentos mais grossos da plataforma interna no intuito de verificar a relação destes sedimentos com depósitos pretéritos. Os dados foram processados pela aplicação de filtros para remoção de ruídos, compensação de ondas e ajustes de ganho AGC e TVG (*automatic gain control* e *time variable gain* respectivamente). A interpretação de dados sísmicos se baseia na identificação de terminações e da geometria das reflexões assim como na relação de conformidades e inconformidades identificadas no registro sísmico. As definições dos elementos utilizados na interpretação de dados sísmicos foram baseadas em Mitchum Jr. *et al.* (1977).

5.3 RESULTADOS

Os dados revelaram várias sismofácies identificadas principalmente por terminações de refletores em *onlap*, concordantes, *downlap* e refletores côncavos concordantes. Em todos os perfis são observadas feições irregulares bem pronunciadas entre 5 e 10 m sob a superfície do leito caracterizadas por refletores bem marcados abaixo dos quais o sinal acústico é totalmente atenuado indicando a presença de embasamento rochoso. Vários paleocanais e vales incisos podem ser identificados com profundidades entre 6 e 23 m sob o leito da plataforma interna. Em alguns destes podem-se observar refletores em sucessão que demonstram o preenchimento e migração lateral dos canais. Na linha 1 ocorrem paleocanais preenchidos que apresentam extensões em geral entre 300 a 500 m (figura 5.2). Ainda na linha 1 um paleocanal com cerca de 3 km de extensão ocorre logo no início da seção a sudeste do arquipélago de Itacolomis.

Na linha 3 ocorre uma feição com aproximadamente 1000 m de extensão e 8 m de profundidade. Nesta linha ainda está presente o vale inciso com maior profundidade atingindo 13 m sob a superfície do leito atual. Esta feição apresenta um refletor bem marcado na base, mas sem estrutura entre o fundo do canal e 8 m

abaixo do leito. A partir daí os refletores marcam uma migração lateral do canal a SO. Nas linhas 4 e 5 os canais tem entre 300 e 900 m de largura respectivamente. Refletores onlap podem ser observados nas linhas 5 e 6 com direção de mergulho a NE numa extensão de até 1000 m. Em aproximadamente 5000 m de extensão, na porção SO da linha 7, ocorrem refletores em paralelo e terminações discordantes localizadas. Duas regiões de refletores irregulares bem marcados na linha 7 aparecem controlando a arquitetura das sismofácies nos extremos SO e NE. Entre estas duas regiões não há estruturas aparentes no pacote sedimentar (figura 5.3).

A integração dos dados sísmicos apresentados com os tipos de sedimentos e morfologia atual da plataforma provem importantes informações sobre a evolução da costa paranaense. A camada superficial parece ser pouco espessa nas regiões onde os perfis sísmicos apresentam refletores demarcando estruturas que chegam a aflorar no leito da plataforma. Um vale inciso com aproximadamente 8 m de profundidade é encontrado em contato com a superfície do leito e associado a uma feição de barra arenosa oblíqua (figura 5.5). Esta feição aflora numa região onde ocorrem sedimentos grossos na superfície do leito e feições de calha e crista como descritas no capítulo 3. Esta configuração corrobora a hipótese de que há um controle do substrato sobre a morfologia atual da plataforma.

Na linha sísmica O, transversal a plataforma, a influência das sismofácies sobre o relevo não é evidente até os 20 m de profundidade (figura 5.4). No início do perfil pode-se observar refletores irregulares e atenuação do sinal acústico abaixo correspondente ao substrato rochoso provavelmente associado a cadeia que forma o Arquipélago de Currais. Nesta região são encontrados refletores côncavos concordantes sem expressão evidente no leito da plataforma. O corte dos paleocanais neste perfil pode estar relacionado a um padrão de canais meandrantess ou paralelos a linha de costa como os cursos fluviais que cortam as planícies costeiras atuais.

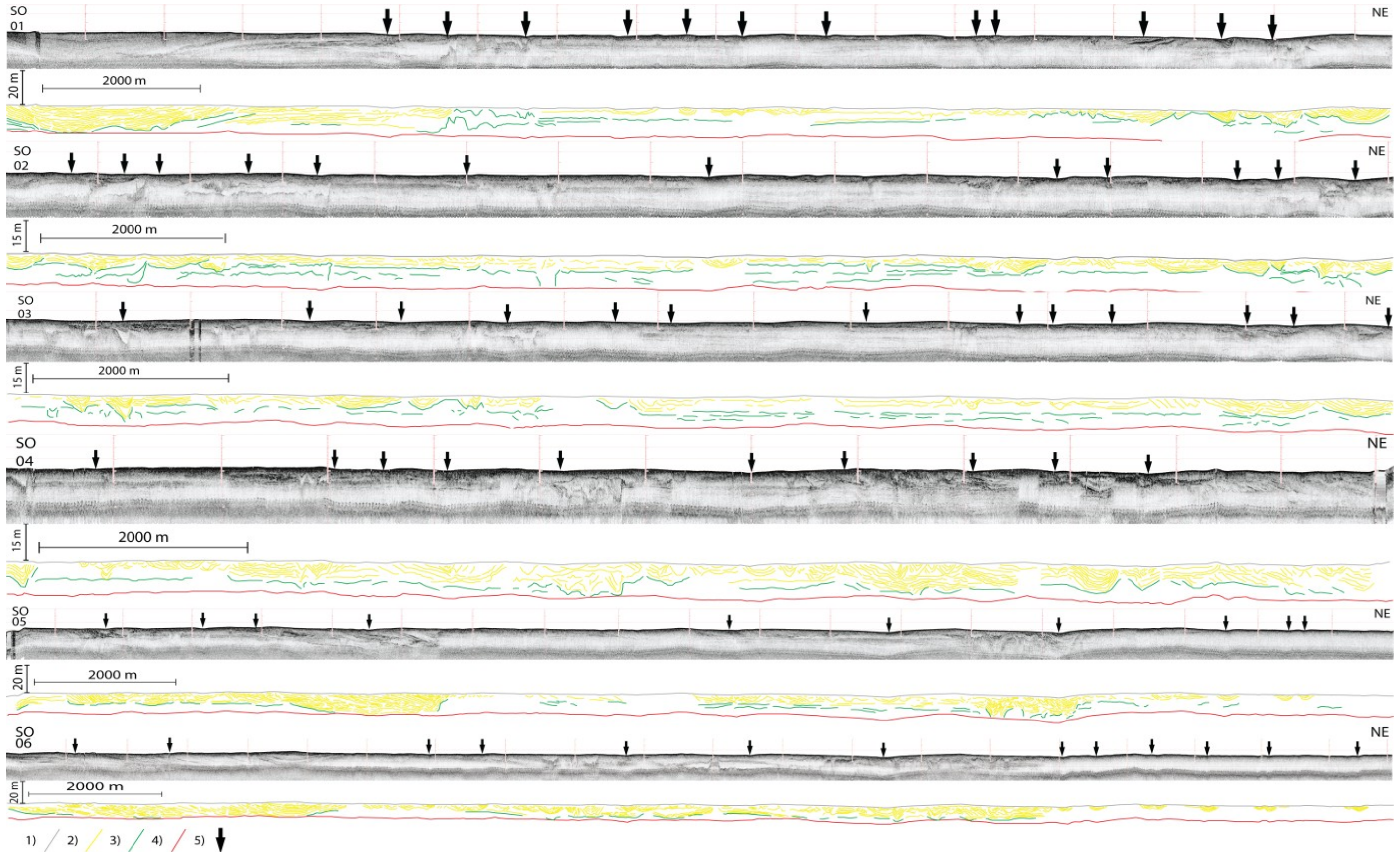


Figura 5.2 Linhas sísmicas 01 a 06 adquiridas na região da plataforma interna do Paraná entre 20 e 15 m de profundidade. (1) superfície do leito, (2) estruturas de preenchimento, (3) superfície limite das feições sismoestratigráficas (4) múltipla da superfície do leito (5) indicação das sismo fácies associadas a anomalias batimétricas.

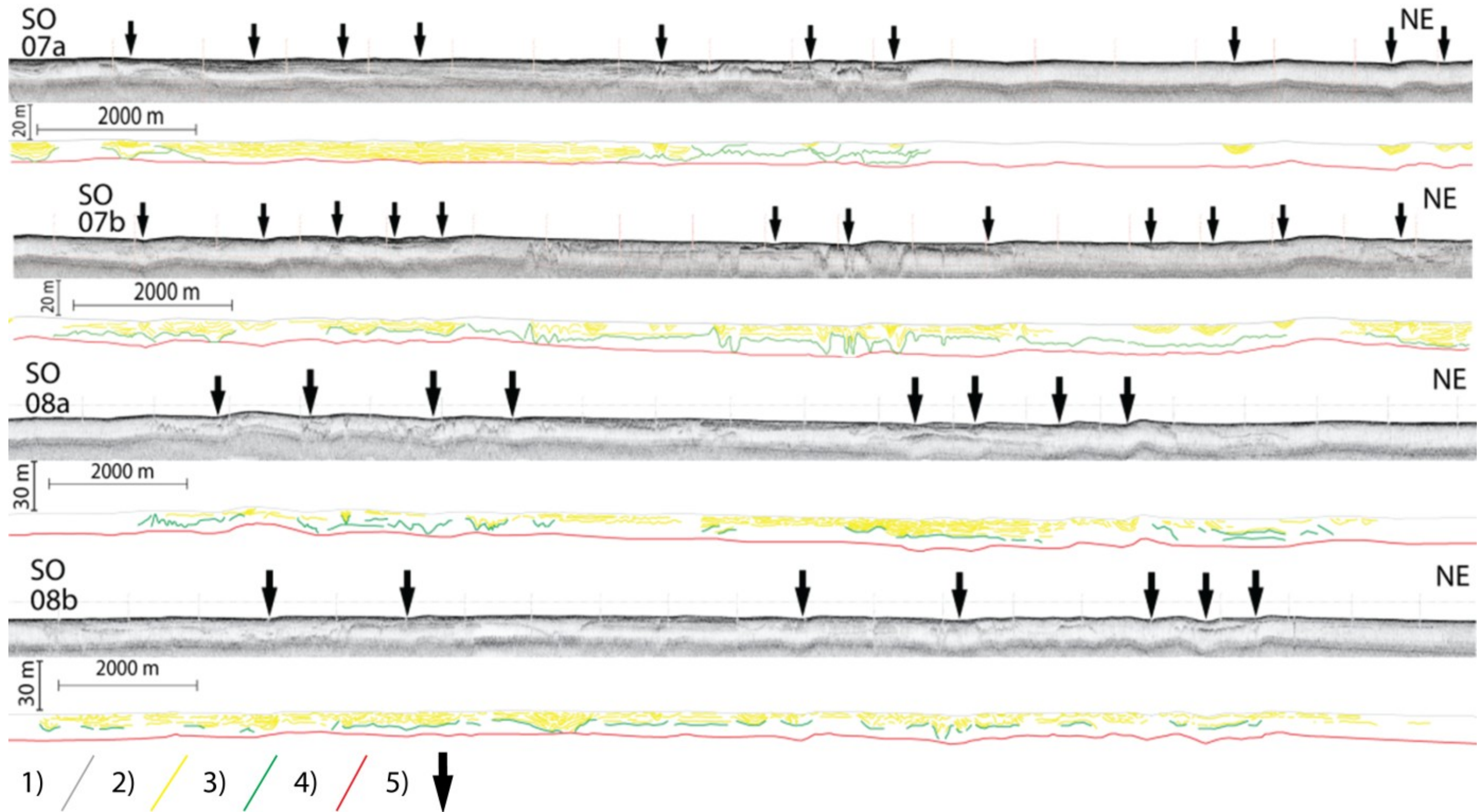


Figura 5.3 Linhas sísmicas 07 e 08 adquiridas na região da plataforma interna do Paraná em torno de 15 m de profundidade. (1) superfície do leito, (2) estruturas de preenchimento, (3) superfície limite das feições sismoestratigráficas (4) múltipla da superfície do leito (5) indicação das sismofácies associadas a anomalias batimétricas.

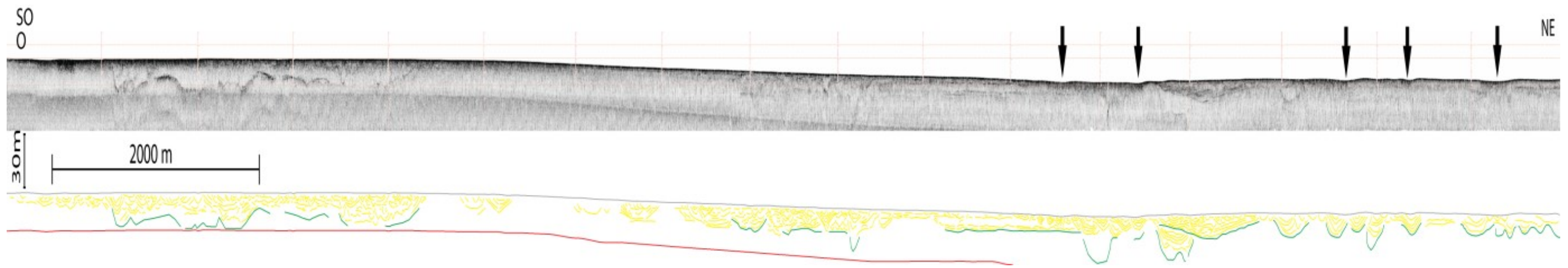


Figura 5.4 Linha sísmica O transversal a plataforma interna do Paraná. (1) superfície do leito, (2) estruturas de preenchimento, (3) superfície limite das feições sismoestratigráficas (4) múltipla da superfície do leito (5) indicação das sismofácies associadas a anomalias batimétricas.

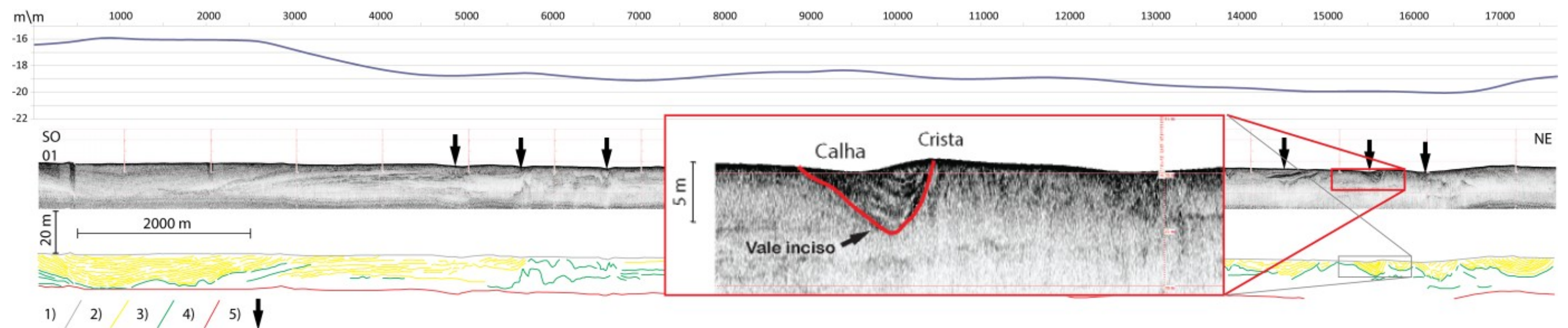


Figura 5.5 Afloramento de vale inciso associado a morfologia atual. (1) superfície do leito, (2) estruturas de preenchimento, (3) superfície limite das feições sismoestratigráficas (4) múltipla da superfície do leito (5) indicação das sismofácies associadas a anomalias batimétricas. Note as anomalias na superfície do leito no gráfico acima (exagero vertical 100 vezes) e a correspondência com feições indicadas pelas setas.

5.4 DISCUSSÃO

Os resultados demonstram que o substrato da plataforma interna do Paraná apresenta uma densa rede de paleodrenagem. A predominância de refletores côncavos concordantes sugere que os canais foram preenchidos gradualmente provavelmente devido à última transgressão marinha. Em todos os perfis longitudinais e no perfil transversal as feições identificadas pelas sismofácies apresentam relações com feições morfológicas como depressões ou barras arenosas na superfície do leito da plataforma interna indicadas pelas setas nas figuras 5.2, 5.3, 5.4 e 5.5. Os paleocanais na plataforma interna do Paraná aparecem truncados pela superfície do leito. Os resultados sugerem que a plataforma nesta região é alimentada pelos sedimentos do próprio substrato. Apesar de não ser possível determinar a natureza da relação entre o substrato e a morfologia da região Browder e McNinch (2006) sugerem que uma possível explicação para esta relação espacial pode ser o produto da descarga de águas subterrâneas. A preferência pelo escoamento da água subterrânea por paleocanais e fraturas em rochas é bem conhecida (e.g. Gallardo e Marui, 2006; Mulligan *et al.*, 2007; Bratton, 2010). A presença da água subterrânea intersticial nos sedimentos grossos abaixo do leito da plataforma podem favorecer maior porosidade e maior capacidade de erosão deste substrato (Browder e McNinch, 2006). Outro fator a ser considerado a respeito da descarga de águas subterrâneas no ambiente marinho tem relação com o processo de litificação de recifes de arenito devido a precipitação do carbonato em zona limite entre os ambientes freático marinho e freático meteórico (Longman, 1980). Neste caso o princípio de cimentação por precipitação direta de carbonatos tornaria o substrato mais coeso e portanto, mais resistente a erosão. Intraclastos de recifes de arenito foram encontrados nas sondagens associados a fácies de areia grossa maciça (Sm(c)) (ver capítulo 4). Estes intraclastos podem ser fragmentos de recifes de arenito formados pela precipitação direta do carbonato induzida pela descarga de água subterrânea em períodos mais antigos. Diferenças no grau de coesão, compactação e porosidade podem promover a erosão diferenciada dos sedimentos depositados em ambientes distintos.

5.5 CONCLUSÃO

As feições identificadas pelas sismofácies na plataforma interna do Paraná exercem influência sobre a morfologia de duas maneiras. Em larga escala as feições apresentam relações com barras oblíquas e depressões contínuas. Em menor escala se relacionam com as formas de fundo. Neste sentido, em adição a atuação da hidrodinâmica da plataforma interna, o substrato desempenha um importante papel no desenvolvimento e na manutenção da morfologia do leito e das formas de fundo. Apesar de não ser possível identificar a natureza desta relação pode-se presumir que esta se dá devido as características físicas do substrato. Características como coesão, porosidade e compactação dos sedimentos podem apresentar variações internas em diferentes feições sísmicas. Uma possível explicação para as diferenças nas características físicas dos sedimentos pode estar na presença de descarga de água subterrânea na região. A influência da descarga de água subterrânea em ambiente de plataforma pode ser verificada a dezenas de quilômetros da costa (Bratton, 2010). Este fluxo de água subterrânea em plataformas se dá preferencialmente por paleocanais (Galardo e Marui, 2006; Mulligan *et al.*, 2007). A determinação da influência de água subterrânea se dá principalmente por técnicas de rádio isótopos e resistividade (e.g. Cable *et al.*, 1996; Manheim *et al.*, 2004; Santos *et al.*, 2010). Novas sondagens submarinas e estudos de resistividade, rádio isótopos e fluxos geoquímicos podem responder a possível influência da descarga de água subterrânea no depósito sedimentar da plataforma interna do Paraná

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O conjunto dos resultados apresentados nesta tese revelam evidências da influência de afloramentos do substrato holocênico na plataforma interna do Paraná. Os sedimentos finos parecem estar associados ao aporte recente por plumas estuarinas, entretanto encontram-se nas regiões médias e inferiores da face litorânea ao longo dos três setores de linha praias oceânicas associadas às barreiras de Guaratuba, Praia de Leste e Superagui.

Esta região é dominada por fluxos bidirecionais decorrentes da ação de ondas, fluxos gravitacionais costa à fora e correntes longitudinais além da atuação de eventos de tempestade o que dificulta ou até inibe a preservação dos depósitos de sedimentos finos. Ambientes marinhos de alta energia com aporte de sedimentos extremamente baixo tendem a apresentar características erosivas como plataformas famintas.

Os sedimentos finos se distribuem em maiores áreas nos setores de Superagui e Guaratuba, o modelo mais atual da barreira de Praia de Leste atribui os sedimentos finos entre 6 ± 2 e 14 ± 2 m abaixo do nível médio do mar atual a ambientes de plataforma interna (Souza *et al.*, 2012). Entretanto as barreiras de Guaratuba e Superagui apresentam características distintas da barreira de Praia de Leste. Enquanto depósitos paleolagunares são encontrados na retaguarda da barreira regressiva de Praia de Leste os mesmos depósitos não são observados nas regiões de Superagui e de Guaratuba (Angulo *et al.*, 2009). As barreiras pleistocênica e holocênica de Superagui apresentam um contato direto de maneira que neste caso os depósitos lagunares de retrobarreira poderiam estar presentes sob a barreira regressiva. Deste modo ainda é possível que os sedimentos finos nas regiões da face litorânea de Superagui e Guaratuba sejam produto da erosão de depósitos paleoestuarinos. Estudos mais detalhados sobre estes depósitos e as barreiras adjacentes podem contribuir para esta questão.

Em relação aos sedimentos grossos, não há evidências de sedimentos com esta granulação nas praias do Paraná nem energia suficiente para transportar os sedimentos por longas distâncias da costa para a plataforma interna. As areias médias a grossas são principalmente oriundas de afloramentos de substratos mais

antigos que sob a ação de ondas de tempestades e correntes costeiras se ordenam no entorno dos afloramentos.

As barras arenosas oblíquas e as formas de fundo ordenadas na plataforma interna do Paraná são conspícuas como em outras partes do mundo. (Goff *et al.*, 2005; Diesing *et al.*, 2006; Trembains e Hume 2010; Schwab *et al.*, 2014). As sondagens na plataforma interna do Paraná apresentam sedimentos retrabalhados na superfície do leito e um substrato preservado que fornece sedimentos para alimentação das barras oblíquas. Foram observadas fácies Sm sobrepostas a Sc consistentes com a assinatura estratigráfica de formas de fundo ordenadas. Na plataforma interna do Paraná as formas de fundo são assimétricas sendo as maiores profundidades encontradas no flanco sudeste. A migração das formas de fundo é provavelmente promovida em curta escala por assimetrias nas velocidades orbitais de ondas e em larga escala pela ação de correntes longitudinais. Uma superfície de ravinamento marcando o limite do contato entre sedimentos modernos e relíquias, com idades em torno de 2 a 2,5 mil anos AP, foi identificada pelas fácies Sm(c) e Sg nas sondagens realizadas na plataforma interna do Paraná. Nós encontramos associações entre a granulação dos sedimentos e barras oblíquas em quatro áreas, entre 10 e 35 m de profundidade onde foram realizados levantamentos geofísicos com sonar de varredura lateral. Entretanto os dados apresentados no capítulo 3 mostram uma ampla ocorrência de áreas isoladas de sedimentos grossos em toda a extensão da plataforma interna do Paraná de modo que uma diversidade ainda maior de formas de fundo ordenadas, em relação a morfologia e anomalias batimétricas, podem ser reveladas por levantamentos geofísicos em maior escala.

A descrição das fácies e o período determinado pela datação de ^{14}C sugerem que o substrato abaixo das formas de fundo corresponde ao ambiente de plataforma interna holocênica quando o nível do mar estava mais alto que o atual. A partir das datações é possível inferir uma progradação na ordem de 2,5 km da barreira de Praia de Leste nos últimos 2.500 anos AP. A espessura do substrato holocênico indica que a regressão promoveu pouco aporte de sedimentos na plataforma interna na ordem de 1,20 m nos últimos 2540 +/- 30 anos AP. Estes dados estão de acordo com o modelo da barreira regressiva de Paranaguá apresentado por Angulo *et al.* (2009). Muitos paleocanais apresentam-se truncados pela superfície atual do leito na plataforma interna do Paraná. Os resultados sugerem que a plataforma nesta região é alimentada pelos sedimentos do próprio substrato. Feições identificadas pelas

sismofácies apresentam relações com feições morfológicas como depressões ou barras arenosas na superfície do leito da plataforma interna. Diferenças no grau de coesão, compactação e porosidade podem promover a erosão diferenciada dos sedimentos depositados em ambientes distintos. A geologia do substrato da plataforma interna do Paraná parece desempenhar um importante controle sobre o desenvolvimento e manutenção da morfologia do leito e das formas de fundo* porque. Uma possível explicação para as diferenças nas características físicas dos depósitos pode estar na presença de descarga de água subterrânea na região. Sondagens submarinas e estudos de resistividade, rádio isotopos e fluxos geoquímicos podem responder a possível influência da descarga de água subterrânea no depósito sedimentar da plataforma interna.

Em linhas gerais puderam ser notadas relações espaciais entre os sedimentos na superfície da plataforma, as formas de fundo ordenadas e feições identificadas em subsuperfície pela sismoestratigrafia consistentes com as relações relatadas por Browder e McNinch (2006). Os principais processos hidrodinâmicos atuantes na plataforma interna são as ondas de tempestade e as correntes longitudinais. Em conjunto estas forçantes atuam promovendo o retrabalhamento do substrato, transporte de sedimentos, a formação das formas de fundo e manutenção da morfologia. Desde que pouco se conhecia sobre a subsuperfície e a dinâmica sedimentar da plataforma interna do Paraná, espera-se que o presente estudo tenha impacto para promover investigações mais detalhadas sobre a dinâmica e evolução dos ambientes costeiros da região.

7. REFERÊNCIAS

- ABREU, J.G.N.; CALLIARI, L.J. (2005). Paleocanais na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul: Evidências de uma drenagem fluvial pretérita. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 23(2) p. 123-132.
- AMANTE, C.; EAKINS, B. W. (2009), ETOPO 1 1 Arc-minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum. NESDIS NGDC, v. 24 19 p.
- AMOS, C.L., BOWEN, A.J., HUNTLEY, D.A., LEWIS, C.F.M., (1988). Ripple generation under the combined influences of waves and currents on the Canadian continental shelf. *Continental Shelf Research*, v. 8 p.1129–1153.
- AMOS, C. L.; LI, M. Z.; CHOUNG, K. S (1996). Storm-generated, hummocky stratification on the outer-Scotian Shelf. *GeoMarine Letters*, v. 16 p. 85-94.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C., (2006). A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, v.25(5) p.486-506.
- ANGULO, R. J; SOUZA, M. C.; ASSINE, M. L.; PESSENDA, L. C. R.; DISARÓ, S. T. (2008). Chronostratigraphy and radiocarbon age inversion in the Holocene regressive barrier of Paraná, southern Brazil. *Marine Geology*, v. 252(3) 111-119.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. (2009) The Holocene barrier systems of Paranaguá and northern Santa Catarina coasts, Southern Brazil. In: DILLENBURG, S.R; HESP, P.A.. (orgs.). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, Springer-Verlag, Berlin, p. 135–176.
- BASTOS A.C.; COLLINS M.; KENYON N.H. (2003). Morphology and internal structure of sand shoals and sandbanks off the Dorset coast, English Channel. *Sedimentology*, v. 50 p. 1105–1122.
- BLOTT, S. J.; PYE, K., (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and Landforms*, v. 26(11) p.1237-1248.
- BRATTON, J. F. (2010). The three scales of submarine groundwater flow and discharge across passive continental margins. *The Journal of Geology*, v. 118(5), p. 565-575.

BROWDER, A.; MCNINCH, J. E. (2006) Linking framework geology of the nearshore: correlation of paleo-channels with shore-oblique sandbars and gravel outcrops, *Marine Geology*, v. 231 p. 141-162.

CABLE, J.; BURNETT, W.; CHANTON, J.; WEATHERLY, G. 1996. Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using ^{222}Rn . *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 144 p. 591–604.

CACCHIONE, D. A.; DRAKE, D. E.; GRANT, W. D.; TATE, G. B. (1984). Rippled scour depressions on the inner continental shelf off central California. *Journal of Sedimentary Research*, v. 54(4). p. 1280-1291.

CARVER, R.E., (1971). Settling analysis. In: *Procedures in sedimentary petrology*. Wiley –Interscience. New York, p. 427-452

CLARKE, J.E.H. Optimal use of multibeam technology in the study of shelf morphodynamics. In: LI, M.; KING, E.L.; PRESCOTT, R.H. (Eds.). *Sediments, Morphology and Sedimentary Processes on Continental Shelves*, Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., v. 44, p.1–28 2012

COCO, G.; MURRAY, A. B.; GREEN, M. O. (2007). Sorted bed forms as self-organized patterns: 1. Model development. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 112(F3) Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2006JF000665> acesso em 13/03/2015

CONTI, L.A.; FURTADO, V.V., (2006) Topographic registers of peleo-valleys on the southeastern brazilian continental shelf. *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 57(2), p. 113 – 121.

COOPER, J.A.G. AND PILKEY, O.H., (2004). Sea level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun rule. *Global and Planetary Change*, v. 43 p. 157 – 171.

CURRAY, J.R. (1960) - Sediments and history of holocene transgression, continental shelf, Northwest Gulf of Mexico. In: SHEPARD, PHLEGER AND VAN ANDEL (eds.), *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico*, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, p. 221- 266.

CURRAY, J.R. (1965) Late Quaternary history, continental shelves of the United States. In: H.E. WRIGHT JR.; D.G. FREY (eds.), *The Quaternary of the United States*, Princeton University Press, Princeton, p. 723 –735.

DALRYMPLE, R. W.; CUMMINGS, D.I. (2004). The offshore transport of sand and mud: implications for the determination of wave base and shoreline migration direction. In: *Proceedings of Research Conference on Recent Advances in Shoreline-Shelf Stratigraphy*.

DAVIES, B. E. (1974) Loss-on-ignition as an Estimate of Soil Organic Matter. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, v. 38, p. 347-353

DEAN, R.G., 1977. Equilibrium beach profiles: U.S. Atlantic and Gulf coasts. Department of Civil Engineering, University of Delaware, Technical Report. v. 12. 45 pp.

DEAN, R.G., (1991). Equilibrium beach profiles: characteristics and applications. *Journal of Coastal Research*, v. 1 p.53-84.

DIESING, M.; KUBICKI, A.; WINTER, C.; SCHWARZER, K. (2006). Decadal scale stability of sorted bedforms, German Bight, southeastern North Sea. *Continental Shelf Research*, v. 26(8) p. 902-916.

DOMINGUEZ, J. M. L. (2009). The coastal zone of Brazil. In: DILLENBURG, S. R.,; HESP, P. A. (eds.). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, Springer-Verlag, Berlin, p. 17–51

DUKE, W.L., (1985). Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms: *Sedimentology*, v. 32 p. 167-194.

EMERY, K.O., (1968). Relict sediments on continental shelves of the world. *Bulletin, American Association of Petroleum Geologists*, v. 52(3) p. 445-464.

FIGUEIREDO, A. G; TESSLER, M. G. (2004) Topografia e composição do substrato marinho da região Sudeste-Sul do Brasil. São Paulo: IO - USP,. Série Documentos REVIZEE: Score Sul, p. 1-64

FOLK, R.L; WARD, W.C., (1957). Brazos River Bay: Study of the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 27 p. 3-27.

FOLK, R.L., (1965) *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphills, Austin, 184 pp.

FRANKE, R. 1982. Smooth Interpolation of Scattered Data by Local Thin Plate Splines. *Computer and Mathematics with Applications*, v.8(4), p. 273–281.

FRAZIER, D. E., 1974, Depositional episodes: Their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf basin: Austin, Texas Bureau of Economic Geology Circular, v. 74(1) 28 pp.

GALLARDO, A. H.; MARUI, A. (2006). Submarine groundwater discharge: an outlook of recent advances and current knowledge. *Geo-marine letters*, v. 26(2) p. 102-113.

GOFF, J. A.; MAYER, L. A.; TRAYKOVSKI, P.; BUYNEVICH, I.; WILKENS, R.; RAYMOND, R.; GLANG, G.; EVANS, R. L.; OLSON, H.; JENKINS, C. (2005) Detailed investigation of sorted bedforms, or "rippled scour depressions", within the Martha's Vineyard Coastal Observatory, Massachusetts. *Continental Shelf Research*, v. 25 p. 461-484.

HASSAN, W. N.; RIBBERINK, J. S., (2005) Transport processes of uniform and mixed sands in oscillatory sheet flow. *Coastal Engineering*, v. 52(9) p. 745–770

HOLLAND, K. T.; ELMORE, P. A., (2008). A review of heterogeneous sediments in coastal environments. *Earth-Science Reviews*, v. 89(3) p.116-134.

JENSON S.K.; DOMINGUE, J.O. (1988). Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 54(11) p.1593-1600

JOHNSON, D. W., (1919). *Shore Processes and Shoreline Development*. Wiley, New York, 584 pp.

KROEGER, K. D.; SWARZENSKI, P. W.; GREENWOOD, W. J.; REICH, C. 2007. Submarine groundwater discharge to Tampa Bay: nutrient fluxes and biogeochemistry of the coastal aquifer. *Mar. Chem.*, v. 104 p. 85-97.

LANCKER, V.; LANCKNEUS, J.; HEARN, S.; HOEKSTRA, P.; LEVOY, F.; MILES, J.; MOERKERKE, G.; MONFORT, O.; WHITEHOUSE, R. (2004) Coastal and nearshore morphology, bedforms and sediment transport pathways at Teignmouth (UK). *Continental Shelf Research*, v. 24 p. 1171-1202.

LESSA, G.C.; ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; ARAÚJO, A.D. (2000) Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil *Marine Geology*, Amsterdam, v.165(1) p. 87–108.

LE ROUX, J.P., (2005) Grains in motion: A review. *Sedimentary Geology* v. 178(3), p. 285-313.

LI, M. Z.; AMOS, C. L. (1999) Sheet flow and large wave ripples under combined waves and currents: Field observations, model predictions and effects on boundary layer dynamics. *Continental Shelf Research*, v. 19 p. 637-663.

LONGMAN, M. W. (1980). Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *AAPG Bulletin*, v. 64(4) p. 461-487.

MANHEIM, F. T.; KRANTZ, D. E.; BRATTON, J. F. (2004). Studying ground water beneath Delmarva coastal bays using electrical resistivity. *Ground Water* v. 42 p. 1052–1068.

MARONE, E; JAMIYANAA, D. (1997) Tidal characteristics and a variable boundary numerical model for the M2 tide for the estuarine complex of the Bay of Paranaguá, PR, Brazil. *Nerítica*, Curitiba, v. 11 (1–2) p. 95–107

MARR J.E. (1929) *Deposition of the Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, 245 pp.

MCMANUS, D.A. (1975) - Modern versus Relict sediments on continental shelf. *Geological Society of America Bulletin*, v. 86 p. 1154-1160.

MCNINCH, J.E.; MISELIS J.L., (2012) Geology metrics for predicting shoreline change using seabed and sub-bottom observations from the surf zone and nearshore. In: LI, M.; KING, E.L.; PRESCOTT, R.H. (eds.). *Sediments, Morphology and Sedimentary Processes on Continental Shelves*, Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., v. 44, p. 99–120

MIALL, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: MIALL, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*: Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., v. 5 p. 597–604

MIDDLETON, G. V. 1978. Facies. In: FAIRBRIDGE, R. W.; BOURGEOIS, J. (eds). *Encyclopedia of Sedimentology*, p. 325.

MILLIMAN, J. D. 1974. *Marine carbonates*. Springer, New York, 375 pp.

MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R.; SANGREE, J.B. (1977) Seismic stratigraphic and global changes of the sea-level. In: PAYTON, C.E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy - Applications to hidrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists p. 117-133

MULLIGAN, A. E.; EVANS, R. L.; LIZARRALDE, D. (2007). The role of paleochannels in groundwater/seawater exchange. *Journal of hydrology*, v. 335(3) p. 313-329.

MURRAY, A. B.; THIELER, E. R. (2004) A new hypothesis for the formation of large-scale inner-shelf sediment sorting and 'rippled scour depressions. *Continental Shelf Research*, v. 24 p. 295–315.

NIENCHESKI, L. F. H.; WINDOM, H. L.; MOORE, W. S.; JAHNKE, R. A. 2007. Submarine groundwater discharge of nutrients to the ocean along a coastal lagoon barrier, southern Brazil. *Mar. Chem.*, v. 106(3) p. 546–561.

NEMES, D. D.; MARONE, E. (2013). Caracterização das ondas de superfície na plataforma interna do Estado do Paraná, Brasil. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 68. p.12-25.

NOERNBERG, M.A.; LAUTERT, L.F.C.; ARAÚJO, A.D.; MARONE, E.; ANGELOTTI, R.; NETTO JR., J.P.B.; KRUG, L.A. (2006) Remote Sensing and GIS Integration for Modeling the Paranaguá Estuarine Complex -Brazil. *Journal of Coastal Research*. v. 39 p.1627-1631.

PIANCA, C.; MAZZINI, P.L.F.; SIEGLE, E. (2010). Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 58(1) p.53-70.

QUADROS, C. J. L.; MARONE, E.; ANGULO, R. J.; MARTINS, G. J.; NETTO JR, J. P. B. (2007). Dinâmica morfosedimentar associada à incidência de sistemas frontais em duas praias do litoral paranaense. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 60 p. 65-74.

SANTOS, I. R.; PETERSON, R. N.; EYRE, B. D.; BURNETT, W. C. 2010. Significant lateral inputs of fresh groundwater into a stratified tropical estuary: evidence from radon and radium isotopes. *Mar. Chem.*, v. 121(1) p. 37-48.

SCHWAB, W. C.; BALDWIN, W. E.; DENNY, J. F.; HAPKE, C. J.; GAYES, P. T.; LIST, J. H.; WARNER, J. C. (2014). Modification of the Quaternary stratigraphic framework of the inner-continental shelf by Holocene marine transgression: an example offshore of Fire Island, New York. *Marine Geology*, v. 355 p. 346-360.

SHEPARD, F.P. (1932) - Sediments of the Continental Shelves. *Geological Society of America Bulletin*, v. 43 p. 1017-1040.

SIMIONI B.I.; VEIGA F.A. 2008. Caracterização sedimentar da plataforma interna rasa do extremo sul do litoral de São Paulo. In: III Congresso Brasileiro de Oceanografia, Fortaleza. *Anais do III Congresso Brasileiro de Oceanografia*. p. 175.

SOUZA, M.C.; ANGULO R.J.; ASSINE, M.L.; DISARÓ, S.T.; PESSENDA, L.C.R.; ARAÚJO, A.D.; ODRESKI, L.L.R.; VEIGA, F.A.; SOUSA, S.H.M., (2003). Evolução da barreira holocênica no litoral do estado do Paraná, sul do Brasil. In: *Anais do IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA*, Recife, PE. 446 pp.

SOUZA, M.C., (2005). Estratigrafia e evolução das barreiras holocênicas paranaenses, sul do Brasil. Pós-Graduação em Geologia, universidade Federal do Paraná. Tese de Doutorado. 99 pp.

SOUZA, M.C.; ANGULO, R.J. ASSINE, M.L.; CASTRO, D.L. (2012) Sequence of facies at a Holocene storm-dominated regressive barrier at Praia de Leste, southern Brazil, *Marine Geology*, v. 291–294 (1) p. 49-62.

SUTER, J. R., 1987, Ancient fluvial systems and Holocene deposits, In: H. L. Berryhill, ed *Late Quaternary Facies and Structure, Northern Gulf of Mexico – Interpretations of seismic data*. AAPG Studies in Geology, v. 23 p. 81-130.

SWIFT, D.J.P.; STANLEY, D.J; CURRAY, J.R. (1971) – Relict sediments on continental shelves: a reconsideration. *Journal of Geology*, v. 79 p. 322-346.

SWIFT, D. J. P.; THORNE, J. A., (1991). Sedimentation on Continental Margins, I - a general model for shelf sedimentation. In: SWIFT, D. J. P.; OERTEL, G. F.; TILLMAN, R. W.; THORNE, J. A. (eds.) .Shelf Sand and Sandstone bodies. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, v.14 p. 3-31.

TARBOTON, D.G., BRAS, R.L.; RODRIGUEZ-ITURBE. I., (1991). On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data. *Hydrological Processes*, v.5 p. 81-100.

TARBOTON, D.G., (1997), A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models, *Water Resour.Res.*, v.33 p.309–319.

TREMBANIS, A. C.; HUME, T. M. (2011). Sorted bedforms on the inner shelf off northeastern New Zealand: spatiotemporal relationships and potential paleo-environmental implications. *Geo-Marine Letters*, v. 31(3) p. 203-214.

TROWBRIDGE, J. H. (1995). A mechanism for the formation and maintenance of shore-oblique sand ridges on storm-dominated shelves. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), v. 100(C8) p. 16071-16086.

VAN OYEN, T.; DE SWART, H. E.;BLONDEAUX, P. (2010). Bottom topography and roughness variations as triggering mechanisms to the formation of sorted bedforms. *Geophysical Research Letters*, v. 37(18). Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2010GL043793/> acessado em 13/03/2015

VEIGA, F.A.; ANGULO, R.J., (2003). Sedimentologia da plataforma continental interna rasa na porção central da costa paranaense. *Anais do IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*.

VEIGA F.A., ANGULO R.J, MARONE E., BRANDINI F.P. (2005). Características sedimentológicas da plataforma continental interna rasa na porção central do litoral paranaense. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 55 p. 67-75.

VEIGA, F.A.; ANGULO, R.J.; SÁ, F.; ODRRESKI, L.L.R.; LAMOUR, M.R.; DISARÓ, S.T. (2006) Origin of mud deposits in a wave dominated shallow inner continental shelf of the State of Paraná coast, southern Brazil. *Proceedings of the 8th International Coastal Symposium, Itajaí Journal of Coastal Research*, v. 39 p. 262–265.

VEIGA, F. A., OLIVEIRA, L. H. S., ANGULO, R. J., ALBERTI, A. L., (2009). Mapeamento sistemático dos sedimentos do fundo marinho até a isóbata de 30 metros na plataforma continental rasa do estado do Paraná, sul do Brasil. *Anais do XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA. La Plata – Argentina*.

VEIGA, F.A.; ANGULO, R.J.; GRIEP, G.; CALLIARI, L.J.; OLIVEIRA, L.H.S.; SIMIONI, B.I.; ALBERGONI, E. (2011). Caracterização de vales incisos na plataforma interna rasa paranaense. In: Anais do XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário

VITAL, H.; STATTEGGER, K.; AMARO, V. E.; SCHWARZER, K.; FRAZÃO, E. P.; TABOSA, W. F.; SILVEIRA, I. M. (2008). A modern high energy siliciclastic-carbonate platform: Continental shelf adjacent to northern Rio Grande do Norte State, northeastern Brazil. In: HAMPSON, G. J. (ed.). Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy. SEPM Soc for Sed Geology, v. 90

WALSH, J.P.; NITTROUER, C.A. (2009). Understanding fine-grained river-sediment dispersal on continental margins. *Marine Geology* v. 263 p. 34-45.

WANG Q, LI Y, WANG Y (2011) Optimizing the weight loss-on-ignition methodology to quantify organic and carbonate carbon of sediments from diverse sources. *Environmental Monitoring and Assessment*, v. 174 p. 241–257.

WENTWORTH, C. K., (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, v. 30 p. 377-392.

WILLIAMS, J.J. (2012). Recent advances in instrumentation used to study sediment transport. In: LI, M.; KING, E.L.; PRESCOTT, R.H. (eds.). *Sediments, Morphology and Sedimentary Processes on Continental Shelves*, Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., v. 44, p.173–196.

WINDOM, H. L.; MOORE, W. S.; NIENCHESKI, L. F. H.; JAHNKE, R. A. 2006 Submarine groundwater discharge: a large, previously unrecognized source of dissolved iron to the South Atlantic Ocean. *Mar. Chem.*, v. 102(3) p. 252-266.

WOODRUFF, J.D.; GEYER, W.R.; SOMMERFIELD, C.K.; DRISCOLL, N.W. (2001) Seasonal variation of sediment deposition in the Hudson river estuary. *Marine Geology*, v. 179 p. 105-119.

WRIGHT, L. D., (1995). *Morphodynamics of inner continental shelves*. CRC Marine Science Series. Flórida, 241 p.

WRIGHT, L.D. (2012) Recent advances in understanding continental shelf sediment transport. In: LI, M.; KING, E.L.; PRESCOTT, R.H. (eds.). *Sediments, Morphology and Sedimentary Processes on Continental Shelves*, Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., v. 44, p.159–172.